

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

BERICHTE
aus dem
SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313
VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK



09. Dez. 1997

Nr. 72

**Pigmentbiomarker als Indikatoren
pelagischer Prozesse in
polaren Regionen**

ILKA PEEKEN



Nr. 72

Pigmentbiomarker als Indikatoren pelagischer Prozesse in polaren Regionen

Ilka Peeken



Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Charakterisierung der Untersuchungsgebiete	5
2.1. Südpolarmeer	5
2.2. Europäisches Nordmeer	7
2.2.1. Untersuchungsgebiet - Barents-See Kontinentalhang	9
2.2.2. Untersuchungsgebiet - Ostgrönland/Jan-Mayen	10
3. Material und Methoden:	11
3.1 ANT X/6	11
3.1.1 Probennahme	11
3.1.2 Pigment Analysen	13
3.1.3 Umrechnung der Pigmentkonzentrationen in gruppenspezifische Chl-a- Werte	14
3.1.4 Clusteranalyse	15
3.2 Barents-See Kontinentalhang	16
3.2.1 Wassersäule	16
3.2.2 Kurzzeitverankerung	16
3.2.3 Sediment	19
3.3 Ostgrönlandstrom	19
3.3.1 Wassersäule	19
3.3.2 Kurzzeitverankerung OG 3A	20
3.3.3 Drifter OGTR-1990	22
3.4 Experimente zur Veränderung von Pigmenten	22
3.4.1 Abbauxperimente	22
3.4.2 Veränderung der Pigmente durch Zooplankton	24
4. Ergebnisse	27
4.1. Pigmente als Biomarker und ihre Chromatographie	27
4.2. Feldstudie in der Antarktis: ANT X/6	31
4.2.1. Zeitliche Verteilung der Pigmente	31
4.2.2. Zeitliche Entwicklung der Phytoplanktongemeinschaft	34
4.2.3. Clusteranalyse der Phytoplanktonpigmentkonzentrationen	37
4.2.4. Vertikalverteilung ausgewählter Pigmente	40
4.2.5. Vertikalverteilung ausgewählter Phaeopigmente	43
4.2.6. Zeitliche Verteilung der Phaeopigmente	46
4.2.7. Pigmentzusammensetzung der Eisgemeinschaften	49
4.3. Barents-See Kontinentalhang	54
4.3.1. Pigmentzusammensetzung in der Wassersäule	54
4.3.2. Sedimentiertes Material in der Falle BI-2	58
4.3.3. Pigmentverteilung im Sediment	66
4.4. Ostgrönlandstrom	68
4.4.1. Wassersäule	68
4.4.2. Drifter	70
4.4.3. OG-3A	77
4.5. Experimente zur Veränderung von Pigmenten	81
4.5.1. Abbauxperimente	81
4.5.5. Veränderung der Pigmente durch Zooplankton	97
5. Diskussion	113
5.1. Anwendbarkeit von Pigmenten als Biomarker in pelagischen Systemen	113
5.1.1. Methodische Aspekte zu Pigmentmessungen in suspendierten Material	113
5.1.2. Chemotaxonomie	115
5.1.3. Methodische Aspekte zu Pigmentmessungen in sedimentiertem Material	125
5.1.4. Pigmente als Marker für unterschiedliche Abbauwege des Phyto planktons	134
5.2. Pelagische Untersuchung ANT X/6	148
5.2.1. Phytoplanktonbiomasse-Entwicklung im östlichen Teil des Südatlantiks	148
5.2.2. Zusammensetzung des Phytoplanktons und biologische Umsetzungs prozesse in der PFr	150
5.2.3. Zusammensetzung des Phytoplanktons und biologische Umsetzungs- prozesse in dem AZS und dem AWG	157

5.2.4 Zusammensetzung der Eisalngemeinschaften und biologische Umsetzungsprozesse im Eis.....	164
5.2.5 Rekonstruktion von hydrographischen Feldern anhand von Markerpigmenten.....	172
5.3. Untersuchung am Barents-See Kontinentalhang von Frühjahr bis Sommer 1991.....	175
5.3.1 Phytoplankton-Entwicklung am Barents-See Kontinentalhang im Frühjahr und Sommer 1991.....	175
5.3.2 Abbild pelagischer Signale in den Sinkstoffen der BI-2-Verankerung am Barents-See Kontinentalhang? Vertikal-versus Lateral-Eintrag.....	179
5.3.3 Pigmentsedimentation durch Kotballen in den Sinkstoffen der BI-2-Verankerung am Barents-See Kontinentalhang.....	189
5.4. Drifterstudie im Ostgrönlandstrom.....	198
5.4.1 Phytoplanktonzusammensetzung im Ostgrönlandstrom im Herbst 1990....	198
5.4.2 Verfolgung des pelagischen Signals anhand treibender Sinkstofffallen im Ostgrönlandstrom.....	201
5.4.3 Vergleich des Sedimentationssignal von Drifter und Kurzzeitverankerung OG-3A im Ostgrönlandstrom.....	203
6. Schlußfolgerungen und Ausblick:.....	207
6.1 Methodische Aspekte der Verwendung von Pigmentmarkern für ökologische Fragestellungen.....	207
6.2 Pelagische Frühjahrs-Untersuchung im östlichen Südatlantik.....	210
6.3 Biologischen Prozesse am Barents-See Kontinentalhang.....	213
6.4 Herbstuntersuchung im Ostgrönlandstrom.....	216
7. Literatur.....	219

Abkürzungen:

19'-but.	19'-butanoyloxyfucoxanthin
19'-hex.	19'-hexanoyloxyfucoxanthin
Allo.	Alloxanthin
ANT X/ 6	Expeditionstitel
AWG	Antarktischer Zirkumpolarstrom und Weddell-Wirbel-Grenze
AZS	Antarktischer Zirkumpolarstrom
BNL (engl.)	Bodennahe Trübungsschicht
Chl <u>a</u>	Chlorophyll <u>a</u>
Chl <u>b</u>	Chlorophyll <u>b</u>
Chl <u>c</u> 1+2	Chlorophyll <u>c</u> 1+2
Chl <u>c</u> 3	Chlorophyll <u>c</u> 3
Chl-ähn.	Chlorophyll-ähnlich
Chlid <u>a</u>	Chlorophyllid <u>a</u>
CTD	Conductivity, Temperature, Density
Diad.	Diadinoxanthin
EPOS	European Polarstern Study
Fuco.	Fucoxanthin
gew. MW.	gewichteter Mittelwert
HPLC (engl.)	Hochdruck-Flüssigkeits-Chromatographie
INL (engl.)	Zwischenwasser Trübungsschicht
Lsm.	Lösungsmittel
Lut.	Lutein
NAS	Nordatlantischer Strom
NL (engl.)	Trübungsschicht
NwS	Norwegenstrom
Peri.	Peridinin
PEZ	Packeis-Zone
PFr	Polarfrontenregion
Phorb. <u>a</u>	Pheophorbid <u>a</u>
Phyt. <u>a</u>	Pheophytin <u>a</u>
POOZ	permanente offene Ozean Zone
Prasi.	Prasinoxanthin
PSi	partikuläres Silikat
Pyrophorb. <u>a</u>	Pyropheophorbid <u>a</u>
Pyrophyt. <u>a</u>	Pyropheophytin <u>a</u>
rChl <u>a</u>	reines Chl <u>a</u>
REM	Rasterelektronenmikroskopie

SEEP-I	Shelf Edge Exchange Processes
SFB 313	Sonderforschungsbereich 313
SO-JGOFS	Southern Ocean Joint Global Ocean Flux Study
sPF	südliche Polarfront
St.	Station
TG	Trockengewicht
TPA 1	Teilprojekt A 1
Tr.	Transekt
w/w	Gewichtsanteile engl. weight/weight
Zeax.	Zeaxanthin

Um eine konsistente Schreibweise zwischen Abbildungen, die mit englischen Programmen erstellt wurden, und dem Text zu erhalten, wurde im Text die **englische Dezimalschreibweise** verwendet (Punkt als Dezimaltrennzeichen).

Kurzfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden autotroph gebildete Pigmente und deren Abbauprodukte analysiert, um Ökologie und Sedimentation polaren Phytoplanktons zu charakterisieren. Die Arbeit umfaßte dabei sowohl methodische Aspekte als auch Felduntersuchungen, von denen eine in der Antarktis (östlicher Sektor des Südatlantiks) und zwei im Europäischen Nordmeer (Ostgrönlandstrom, Barents-See Kontinentalhang) stattfanden.

Probennahme, Analytik

Die Antarktis-Studie wurde im Rahmen der "Southern Ocean JGOFS"-Expedition ANT X/6 (13.10.- 21.11.1992) auf verschiedenen Transekten entlang des 6°W Meridians, zwischen 47°S und 59°30'S, durchgeführt. Auf dieser Expedition wurden Wassersäulen- und Eisproben sowie der Darminhalt von Salpen gewonnen und auf ihren Pigmentgehalt hin untersucht.

Am Barents-See Kontinentalhang erfolgte die Probennahme von Sinkstoffen mit einer Verankerung vom 16.3.- 23.7.1991 auf 75°12'N und 12°29'E (Wassertiefe 2050 m; Fallen in 610, 1840 und 1950 m; wöchentliches Fangintervall). Aus Aliquots dieses Fallenmaterials wurde der Pigmentgehalt bestimmt sowie weitere Unterproben für Pigmentmessungen an Kotballen von Appendicularien, Euphausiaceen und Ostracoden gewonnen.

Begleitend zu diesen Sinkstofffallenuntersuchungen wurden zwei Expeditionen ("Valdivia" Expedition 112; 15.5.- 2.6.1991 und "Meteor" Expedition M17/1; 17.7.- 8.8.1991) durchgeführt, auf denen Wasserproben, ausgehend von der Fallenposition (75°12'N, 12°29'E), in östlicher Richtung genommen wurden. Zusätzlich wurde auf der M17/1-Expedition der Pigmentgehalt aus *in situ*-Kotballen von Appendicularien und Euphausiaceen sowie Oberflächen-Sedimentproben bestimmt.

Im Ostgrönlandstrom wurde während der Poseidon-Expedition 173/2 eine Driftstudie (Fallentiefen 100, 300 m; in 100 m Vergleich zwischen HgCl₂-vergiftetem und unvergiftetem Sammelgefäß) vom 8.8.- 2.9.1990 (Einsatzposition 72° 39'N, 7°32'W) durchgeführt. Die Driftstudie wurde von einer täglichen Wasserprobenentnahme begleitet. Zusätzlich wurde eine Kurzzeitverankerung (OG-3A) vom 23.8.- 1.9.1990 bei 72°40'N und 7°36'W (Wassertiefe 2700 m) in 100, 500, 1000 und 2000 m verankert. Jeweils Unterproben des Fallenmaterials wurden auf den Pigmentgehalt untersucht.

Auf dieser Expedition wurde weiterhin suspendiertes Material (*in situ*-Phytoplankton) und unvergiftetes (Tagesdrifter) sowie vergiftetes (Kurzzeitverankerung) sedimentiertes Material für die Durchführung von Pigment-Abbauxperimenten gewonnen.

Alle Pigmentmessungen wurden mit Hilfe der Hochdruck-Flüssigkeits-Chromatographie (engl. HPLC) durchgeführt.

Methodische Aspekte

Anhand der Wassersäulen-Datensätze der Feldstudien aus der Antarktis und des Ostgrönlandstromes konnte gezeigt werden, daß auf der Basis verschiedener Markerpigmente über multiple Regression die Phytoplanktonzusammensetzung berechnet werden kann. Am Barents-See Kontinentalhang konnten aufgrund der geringen Datenmenge keine signifikanten Umrechnungsfaktoren bestimmt werden.

Bedingt durch die Modifikation während der Alterung von Pigmenten im Dunkeln resultierten für suspendiertes und sedimentiertes Material verschiedene Halbwertszeiten der einzelnen Markerpigmente. Chl b war in beiden Ansätzen deutlich stabiler als alle anderen untersuchten Pigmente. Durch diesen unterschiedlich schnellen Abbau der Markerpigmente unterliegt die Abschätzung der Phytoplanktonzusammensetzung in Sinkstoffen nicht quantifizierbaren Fehlern und sollte daher nicht durchgeführt werden.

In Abbauprobungen mit vergiftetem sedimentiertem Material ist ein Pigmentverlust, abhängig von der Falltiefe, während des ersten Monats beobachtet worden. Die Höhe des Verlustes war in dem Material der flachen Fallen (100, 500 m) deutlich höher als in den tiefen Fallen (1000, 2000 m), so daß der tatsächliche Pigmentfluß, je nach Falltiefe, auch in vergiftetem Material erheblich unterschätzt werden kann.

Eine Umwandlung von Chl a in entsprechende Phaeopigmente konnte bei diesen Abbauprobungen nicht beobachtet werden, so daß ein großer Teil des Chl a in farblose Produkte überführt worden sein mußte. Chl a und seine Abbauprodukte waren im Vergleich zu Karotenoiden wesentlich stabiler.

Vergleiche zwischen mit HgCl₂-vergiftetem und unvergiftetem sedimentiertem Material ergaben ein stark Zooplankton-dominiertes Pigmentsignal und höhere Pigmentflüsse in dem unvergifteten Material. Ein Verlust von pigmenthaltigem Material in den vergifteten Fallen wurde auf das grobe Heraussieben der dort zahlreich vorhandenen Schwimmer zurückgeführt.

In sedimentierten Kotballen konnte eine zunehmende Nahrungseffizienz über einen ausgeprägter werdenden Pigmentabbau von Ostracoden über Euphausiaceen zu Appendicularien dokumentiert werden. Innerhalb der Appendicularien wurden bei der kleineren Größenklasse (I) weniger Pigmente abgebaut. In derselben Zooplanktongruppe wurden saisonale Schwankungen in den Pigmenten gemessen, die vermutlich ein verändertes Nahrungsangebot widerspiegeln. Karotenoide wurden in Kotballen insgesamt deutlich schlechter überliefert als Chl a und Phaeopigmente.

Eine Betrachtung der prozentualen Zusammensetzung der Gesamtchlorine (Chl a und quantifizierbare Phaeopigmente) erlaubt eine Unterscheidung pelagischer Systeme: a) stark Phytoplankton dominierten Systemen (Antarktis, Frühjahr; Barents-See Kontinentalhang, Sommer) b) Zooplankton-Freßdruck dominierte Systeme (Barents-See Kontinentalhang, Frühjahr) c) durch Zooplankton-Freßdruck und Abbau geprägte Systeme (Ostgrönlandstrom, Herbst).

Felduntersuchungen

In der Feldstudie der ANT X/6-Expedition wurde im Bereich der Polarfrontenregion (PFR) eine deutliche Phytoplanktonentwicklung, die überwiegend aus Diatomeen bestand, beobachtet. Im Bereich des südlichen Antarktischen Zirkumpolar Stromes (AZS), wo das Phytoplankton von Flagellaten dominiert war, wurde trotz zurückweichender Packeis-Zone (PEZ) keine Phytoplanktonblüte gefunden. Eine leichte Biomasseerhöhung im AZS-Weddell-Wirbel-Grenzbereich (AWG) wurde auf das dort vorhandene Frontensystem zurückgeführt.

Die Phytoplanktonzusammensetzung zeigte eine starke Heterogenität innerhalb der PFR, welche auf die Vermischung unterschiedlicher Wassermassen zurückzuführen war. Durch die Analyse der Markerpigmente konnte eine ozeanographische Rekonstruktion des hydrographischen Feldes im Bereich der PFR und des südlichen AZS untermauert werden.

In den Wassersäulenprofilen der ANT X/6-Expedition konnte im Bereich der PFR der Marker Chl *a* der sexuellen Phase der Diatomee *Corethron criophilum* zugeordnet werden. Im Bereich des Eisrandes und im Eis ist Chl *a* ein Marker für die physiologischen Streßbedingungen der Eisalgen bei der Eisschmelze. Phyt. *a* und Pyrophyt. *a* traten überwiegend im Bereich der PFR auf und wurden als Reaktion der Algen auf die Verfrachtung in Bereiche unterschiedlicher Lichtbedingungen interpretiert. Die sich kaum verändernden Konzentrationen von Phorb. *a* und Pyrophorb. *a* während der Untersuchung deuten auf einen moderaten Freßdruck des Mesozooplankton hin. Ein extrem hoher Pigmentgehalt in Salpen läßt auf ihre hohe Filtrationsleistung im südlichen AZS schließen und könnte eine Erklärung für die dort beobachteten extrem niedrigen Phytoplanktonbiomassen sein.

Der Vergleich der Eisalgengemeinschaften mit dem Phytoplankton zeigt eine schlechte Übereinstimmung in der Gruppenzusammensetzung, so daß Eisalgengemeinschaften überwiegend aussinken und nur bedingt für den Aufbau von Phytoplanktongemeinschaften verantwortlich sind. Andererseits wird für bestimmte Algengruppen aus dem Eis, z.B. den "grünen Algen", aufgrund ihrer besseren Anpassung an schlechte Lichtbedingungen ein Selektionsvorteil in dem von starker vertikaler Durchmischung geprägten südlichen AZS angenommen.

Am Barents-See Kontinentalhang deuten die Pigmentuntersuchungen in der Wassersäule auf eine Verhinderung einer Phytoplanktonblüte im Frühjahr 1991 hin, die vermutlich durch eine mangelnde vertikale Schichtung der Wassersäule oder einen starken Freßdruck des Mesozooplanktons verursacht war. Das Phytoplankton wurde im Frühjahr von Pymnesiophyceen dominiert, während im Sommer 1991 Diatomeen die wichtigste Phytoplanktongruppe (bezogen auf Markerpigmente) darstellten.

In den Sinkstoffen wurde der im Mai in der Wassersäule dominante Pymnesiophyceen-Marker 19'-Hex. nicht gefunden. Die weitere Zusammensetzung der Pigmente läßt, insbesondere in den beiden tieferen Fallen, auf einen starken Eintrag lateral advektierten Materials vom Barents-See-Schelf schließen. Dieses lateral advektierte Material wies dabei insbesondere in

der 1840 m-Falle einen hohen "Frischegrad" auf. Das Vorkommen eines bisher nicht bekannten Chl-ähnli. Pigmentes 3 war auf die Sedimente beschränkt. Es wurde in Sinkstoffen als Indikator für Material interpretiert, welches bereits Bodenkontakt hatte. Der Pigmentgehalt im Sediment zeigte eine Abnahme auf dem Schnitt entlang des Barents-See Kontinentalhang zur Fallenposition und unterstützt die Hypothese, daß der Schelf als Liefergebiet für den lateralen Eintrag angenommen werden kann.

Über eine Extrapolation von Kotballen-Pigmentmessungen auf Pigmentsedimentationsraten in den Sinkstoffallen konnte eine Differenzierung des über Kotballen und Phytoplankton eingetragenen Pigmentsignals erzielt werden. Danach war in der Hauptsedimentationsphase in der 610 m-Falle das Pigmentsignal fast ausschließlich durch Phytoplanktonsedimentation geprägt, während in den beiden unteren Fallen ein Mischsignal aus Phytoplankton- und Kotballenpigmenten vorhanden war. Zum Ende der Untersuchungsperiode war die Pigmentsedimentation in der 610 m-Falle fast ausschließlich auf Kotballen zurückzuführen. In den unteren Fallen existierte weiterhin ein Mischsignal, wobei hier relativ große Anteile des Chl a von Kotballen eingetragen wurden. Als wichtigste Organismen für den Pigmenttransfer über Kotballen wurden die Ostracoden bestimmt, die in der Wassersäule jedoch relativ unbedeutend sind.

Im Bereich des Ostgrönlandstromes konnte im Herbst 1990 ein dem Ende der Vegetationsperiode zustrebendes, pelagisches System beobachtet werden, daß zu Beginn noch von Diatomeen und am Ende von autotrophen Dinoflagellaten dominiert wurde. Hohe Phorb. a-Anteile an den Gesamtchlorinen dokumentieren einen starken Freßdruck von kleinen Copepoden auf das Phytoplankton. Die Pigmentzusammensetzungen der Markerpigmente aus der Wassersäule konnten bis in die Sinkstoffen verfolgt werden.

In der Kurzzeitverankerung wurde die schnelle Sedimentation von autotroph gebildetem Material über Chl a und Phaeopigmente bis in 2000 m dokumentiert. Parallele Messungen an Tagesdriftern zeigten eine deutlich geringere Sedimentation von Pigmenten. Anhand beider Meßsysteme konnte für die mittleren Fallen (300, 500 m) ein "Bypassing" durch vertikal wanderndes Zooplankton über hohe Sedimentationsraten von Phaeophorbiden in den Sinkstoffen belegt werden.

Die Pigmentmessungen wiesen auf einen pulsartigen Eintrag autotroph gebildeten Materials im Herbst 1990 im Ostgrönlandstrom hin, der jedoch räumlich eine sehr fleckenhafte Verteilung aufwies.

1. Einleitung

In der biologischen Ozeanographie gehört die Aufklärung der Wechselwirkungen und Abbauewege von primär gebildeten organischen Substanzen über die Nahrungsnetze, den bakteriellen Abbau, bis hin zur Frühdiagenese im Sediment, zu den entscheidenden Fragestellungen für ein besseres Verständnis biologisch beeinflusster Stoffkreisläufe.

Phytoplankton bildet die Basis der meisten marinen Nahrungsnetze, da es unter der Einwirkung von Licht aus CO_2 und H_2O organische Substanz aufbaut. Es setzt sich im Ozean aus verschiedenen taxonomischen Gruppen zusammen, die einen unterschiedlichen Einfluß auf biogeochemische Stoffkreisläufe und das Schicksal der Primärproduktion haben. Die relative Bedeutung dieser Gruppen wird von unterschiedlichen Faktoren beeinflusst, wobei die physikalischen, chemischen bzw. biologischen Komponenten oft gemeinsam oder in unterschiedlicher Kombination regulierend auf das Phytoplankton wirken.

Herbivores Zooplankton modifiziert photoautotroph gebildete Substanzen. Dabei ist von Bedeutung, welche autotrophen und heterotrophen Organismen im Einzelfall beteiligt sind, da hierdurch die Qualität und Quantität der Zwischen- und Endprodukte verändert wird. Insgesamt finden durch weitere Abbauprozesse im Ozean eine Reihe von Umsetzungsprozessen des primär gebildeten Ausgangsmaterials statt, deren Aufklärung entscheidend für das Verständnis von Stoffkreisläufen ist.

Autotroph gebildete Pigmente erlauben dabei, verschiedene Aspekte dieser Fragestellungen zu beantworten. Die Bestimmung des für die Photosynthese wichtigsten Pigmentes Chl *a* wird seit mehr als 40 Jahren zur Quantifizierung der Phytoplanktonbiomasse in pelagischen Regionen verwendet (Richards und Thompson, 1952). Diagnostische Markerpigmente lassen sich bestimmten Algengruppen zuordnen (Jeffrey, 1980; Prezelin und Boczar, 1986; Goodwin und Britton, 1988; Rowan, 1989; Gieskes, 1991). Über die Messung dieser Markerpigmente kann die Phytoplanktonzusammensetzung einer Meeresregion bestimmt werden (z.B. Barlow *et al.*, 1993b; Claustre *et al.*, 1994; Smith *et al.*, 1996). Abbauprodukte von Chl *a* und Karotenoiden können darüber hinaus Auskunft über die Modifikation der Ausgangspigmente durch Zooplanktonfraß bzw. über die Nahrungspräferenzen des Zooplanktons geben (Kleppel und Pieper, 1984; Carpenter und Bergquist, 1985; Nelson, 1989; Head und Harris, 1994; Head *et al.*, 1996). Eine Charakterisierung von sedimentiertem Material anhand von Pigmenten wurde ebenfalls durchgeführt, um darüber Rückschlüsse auf das pelagische System zu ziehen (Head und Horne, 1993; Meyerhöfer, 1994; Barlow *et al.*, 1995b; DiTullio und Smith, 1996). Weiterhin besteht die Möglichkeit, die frühdiagenetischen Prozesse im Sediment mittels autotroph gebildeter Pigmente zu untersuchen (Baker und Louda, 1986; Furlong, 1986; Keely, 1989; Repeta, 1991; King, 1993; Soma *et al.*, 1996).

Phytoplanktonproben aus der Wassersäule stellen ein Stoffgemisch verschiedener Pigmente dar, welches chromatographisch getrennt werden muß, um einzelne, spezifische Pigmente zu

bestimmen. In den 60er Jahren wurde diese Trennung überwiegend mittels Dünnschichtchromatographie durchgeführt (Jeffrey, 1968; 1981). Diese Methode ist jedoch sehr zeitaufwendig. Mit der Einführung von Pigmentmessungen über Hochdruck-Flüssigkeits-Chromatographie (engl. High Pressure Liquid Chromatography, HPLC) können mit einer Messung gleichzeitig die verschiedenen diagnostischen Markerpigmente sowie die Abbauprodukte von Chl *a* schnell erfaßt werden (Mantoura und Llewellyn, 1983; Wright *et al.*, 1991; Millie, 1993). Dies erlaubt eine schnelle Charakterisierung von pelagischen Phytoplanktongemeinschaften.

Das Wissen über die quantitative Zusammensetzung ozeanischen Phytoplanktons, insbesondere des Pico- und Nanophytoplankton, ist relativ gering. Mikroskopische Erfassungen sind sehr zeitaufwendig und z.T. schwierig. HPLC-Pigmentmessungen bieten eine Möglichkeit, diese Probleme zu umgehen, speziell, wenn quantitativ gruppenspezifische Pigmente analysiert werden können.

Zur Verfolgung des primär gebildeten Signales von der euphotischen Zone bis in das Sediment werden Sinkstofffallen eingesetzt. Aufgrund der Aggregation von Partikeln in der Wassersäule und in den Sinkstoffen erlauben mikroskopische Untersuchungen oftmals keine genaue Charakterisierung der Phytoplanktongemeinschaften des sedimentierten Materials. Im Vergleich dazu ermöglichen Pigmentmessungen prinzipiell, Phytoplanktongruppen in sedimentiertem Material zu identifizieren. Über den möglichen Abbau von Pigmenten in der Wassersäule, ebenso wie in vergifteten und unvergifteten Sinkstoffen, ist allerdings bisher kaum etwas bekannt. Ebenso liegen über mögliche Transformationen von Pigmenten bei dem Freßvorgang durch Zooplankton sehr unterschiedliche Resultate vor. Für die Sedimentation und Klassifizierung von Sinkstoffen über Pigmente gibt es im pelagischen Bereich nur wenige Untersuchungen. In mittleren und niederen Breiten kann aufgrund der Komplexität der organischen Verbindungen in den Sinkstoffen häufig keine Aussage mehr über die abgesunkenen Phytoplanktongruppen anhand von Markerpigmenten getroffen werden (Head und Horne, 1993; Head *et al.*, 1996). In polaren Regionen findet aufgrund der niedrigen Temperatur ein vergleichsweise geringer Abbau des sedimentierten Materials statt (Honjo, 1996), und es ist von einer guten Überlieferung der autotrophen Pigmente in den Sinkstoffen auszugehen.

Aufgrund unterschiedlicher Bathymetrie, Zirkulationssysteme und Eisbedeckungen (Carmack, 1990; Gow und Tucker III, 1990) unterscheiden sich die polaren Regionen beider Hemisphären stark voneinander; dies spiegelt sich auch in unterschiedlichen Exportsignalen wider (s. Zusammenfassung in Honjo, 1990). Daher wurden für die vorliegende Untersuchung verschiedene polare Regionen gewählt, um Pigmentbiomarker als Indikatoren für pelagische Prozesse zu verwenden. Hierbei wurden pelagische Systeme untersucht, die sowohl ein einfaches Abbild in den Pigmenten zeigten als auch mehrere überlagerte Phänomene enthielten. So wurden reine Phytoplanktonblütensysteme und von Salpen bzw. Mesozooplankton kontrollierte pelagische Systeme untersucht. Das Abbild der pelagischen Produktion wurde z.T. in Sinkstoffen verfolgt, die von getrennten Analysen begleitet wurden, um prozeßspezifische

Signale zu erhalten. Weitere Schwerpunkte wurden auf Prozesse der lateralen Advektion und Resuspension als mögliche Quelle von Sinkstoffen gelegt.

In der Antarktis gehören weite Teile des Antarktischen Zirkumpolarstromes (AZS) zu den sogenannten "HNLC"-Regionen (High Nutrients Low Chlorophyll); das heißt, daß trotz ausreichend vorhandener Nährstoffe keine Phytoplanktonblüten gebildet werden (Treguér und Jacques, 1992; Banse, 1996). Lediglich in den Regionen der Frontensysteme innerhalb des AZS wurden erhöhte Phytoplanktonbiomassen gefunden (Lütjeharms *et al.*, 1985; Laubscher *et al.*, 1993; Turner und Owens, 1995). Im östlichen Südatlantik steht der AZS südlich der Polarfrontenregion (PFR) unter dem Einfluß der saisonalen Eisbedeckung. Es ist bekannt, daß das Schmelzen des Eises zur Ausbildung hoher Phytoplanktonblüten in diesen Schmelzzonen führen kann (Sullivan *et al.*, 1988; Knox, 1994). Ziel der vorliegenden Untersuchung war es, diese charakteristischen Systeme getrennt zu untersuchen, um die jeweils dominanten Prozesse hinsichtlich ihres Pigmentsignals zu identifizieren. Hierzu wurden:

- die zeitliche Phytoplanktonentwicklung und Sukzession entlang des 6°W-Meridians sowie Abbauprozesse dieses autotrophen Signals in der Packeis Zone (PEZ) und den ozeanischen Frontensystemen im südlichen AZS untersucht,
- ein Vergleich der Algenzusammensetzung und Abbauprodukte der autotrophen Eisgemeinschaften mit den pelagischen Gemeinschaften durchgeführt und
- eine Charakterisierung unterschiedlicher Wassermassen anhand von Markerpigmenten unternommen.

Im Europäischen Nordmeer deutet am Barents-See Kontinentalhang ein Hochakkumulationsgebiet auf einen erhöhten Eintrag lateral advektierten Materials aus der Barents-See hin (Blaume, 1992). Hohe bodennahe Transmissionswerte geben einen Hinweis auf episodische Quellen, die für diesen lateralen Eintrag verantwortlich sind. Honjo *et al.* fanden 1988 in der Norwegischen See im Winter erhöhte POC-Einträge, die sie als lateral advektiertes sedimentiertes Material aus der Barents-See interpretierten. Salzreiche Wassermassen können während der Eisbildung im Winter den Kontinentalhang herunter kaskadieren und dabei Material erodieren, das, ausgehend vom Barents-See-Schelf, weit in die Norwegische See eingetragen werden kann. Ziel der vorliegenden Untersuchung war es, über Sinkstoffallen-Untersuchungen einen lateralen Eintrag bodennah auch für die Wachstumsphase im Frühjahr und Sommer zu dokumentieren. Weiterhin sollte durch die Beprobung der Wassersäule zu verschiedenen Jahreszeiten das autotroph gebildete Ausgangssignal für die Partikelsedimentation bestimmt werden. Hierzu wurden:

- die Phytoplanktonentwicklung und der Freßruck des Zooplanktons zu unterschiedlichen Jahreszeiten und das Abbild dieser Signale in den Sinkstoffen über fünf Monaten verfolgt,

- die Dokumentation und Charakterisierung eines lateralen Eintrages aus der Barents-See am Barents-See Kontinentalhang anhand von Markerpigmenten in Sinkstoffen versucht und
- eine Differenzierung zwischen dem autotrophen und heterotrophen Sedimentationssignal über Pigmentmessungen aus Kotballen und Sinkstoffen durchgeführt.

Die westliche Grönland-See steht unter dem Einfluß saisonaler Eisbedeckung (Wadhams, 1986). Das Ausmaß der Eisbedeckung, wie auch die im Bereich der PEZ auftretenden Phytoplanktonblüten, steuern in diesem System sehr stark den Stoffexport aus der euphotischen Zone (Bauerfeind *et al.*, 1995). Anhand von Sinkstofffallenuntersuchungen konnte, neben einem starken Sedimentationspuls zu Beginn der Wachstumsphase, ein weiterer starker Sedimentationspuls gegen Ende der Vegetationsperiode beobachtet werden (von Bodungen *et al.*, 1995; Noji *et al.*, 1996). Aufgrund des flachen Sonnenstandes im Herbst reicht das Lichtangebot für ein Algenwachstum nicht mehr aus. Dadurch bricht die pelagische Gemeinschaft zusammen und sedimentiert. Ziel der vorliegenden Untersuchung war es, den Beitrag der Phytoplanktonbiomasse und -zusammensetzung in dieser Herbstsituation zu bestimmen, die Wechselbeziehungen innerhalb des Nahrungsnetzes zu charakterisieren und diese Prozesse in Beziehung zu dem vertikalen Partikelexport zu setzen. Hierzu wurden:

- der Phytoplanktonbestand und der Freßdruck des Zooplanktons in einem dem Ende der produktiven Phase zustrebenden pelagischen System bestimmt und
- die Partikelsedimentation anhand von Pigmentmessungen aus Drifter- und verankerten Sinkstofffallenuntersuchungen charakterisiert.

Um die gefundenen Pigmentmessungen sowohl in suspendiertem als auch in sedimentiertem Material besser einordnen zu können, wurden zusätzlich folgende methodische Aspekte untersucht:

- Anwendbarkeit des chemotaxonomischen Ansatzes sowie die Umrechnung von Markerkarotenoiden in Chlorophylläquivalente für alle zur Verfügung stehenden Wassersäulenproben,
- Abbauverhalten von Pigmenten in suspendiertem und sedimentiertem Material (vergiftet (HgCl_2) und unvergiftet) und dessen Bedeutung für die Interpretation von Pigmenten in Sinkstoffen,
- ein *in situ*-Vergleich der Pigmentzusammensetzung zwischen vergifteten (HgCl_2) und unvergifteten Sinkstoffen eines Tagesdrifters und
- mögliche Modifikation von Pigmenten durch Zooplanktonfraß anhand von Kotballen-Material und deren Bedeutung für die Interpretation von Pigmenten aus Sinkstoffen.

2. Charakterisierung der Untersuchungsgebiete

2.1. Südpolarmeer

Das Südpolarmeer umgibt als geschlossener Gürtel den antarktischen Kontinent. Es ist nach Norden durch die Polarfront (Antarktische Konvergenz), die sich je nach Region zwischen 50 bis 55°S erstreckt, begrenzt. Südlich hiervon befindet sich kaltes und salzreiches antarktisches Oberflächenwasser, das zum südlichen Teil des Antarktischen Zirkumpolarstromes (AZS) gehört (Hellmer und Bersch, 1985; Whitworth, 1988; Orsi *et al.*, 1995).

Durch Westwinde angetrieben, bewegen sich die Wassermassen des AZS nach Osten. Der AZS erstreckt sich von ca. 45°S (subantarktische Zone) bis ca. 65°S (Antarktische Divergenz, z.B. Whitworth, 1988). Südlich der Antarktischen Divergenz fließen die Oberflächenwassermassen, durch Ostwinde angetrieben, nach Westen (z.B. Whitworth, 1988). Die südlich der antarktischen Divergenz gelegenen Wassermassen bilden dabei keinen geschlossenen Ring um den antarktischen Kontinent, sondern werden in die großen, zyklonischen Wirbel des Weddell- und Rossmeeres eingebunden. Dadurch umfaßt die Ostwinddrift zeitweise auch die südlichen Ausdehnungen dieser Wirbel (z.B. Whitworth, 1988). Den Konturen der Küste folgend, fließt der Antarktische Küstenstrom mit einer durchschnittlichen Breite von 100 km nach Westen.

Der AZS ist durch starke zeitliche und räumliche Variabilität mit einer Anzahl von ozeanographischen Fronten gekennzeichnet (z.B. Peterson und Stramma, 1991; Orsi *et al.*, 1995). Der atlantische Sektor des AZS wird durch folgende Fronten untergliedert (Abb. 2.1): Subantarktische Front (ca. 44°S), Polarfront (ca. 52°S), südliche Polarfront (54°S) und, als südlichste Begrenzung, die antarktische Divergenz (65°S). Die Positionen der Fronten werden hauptsächlich durch die Bodentopographie in Kombination mit dem Windfeld bestimmt (Orsi *et al.*, 1995; Veth *et al.*, 1997). Das Mäandrieren der Frontenjets kann kleinräumig zu ageostrophischen Bewegungen und vertikalem Wassertransport führen (Veth *et al.*, 1997).

Expedition - ANT X/6

Während der ANT X/6 Expedition wurden Untersuchungen auf mehreren Transekten entlang des 6°W Meridians vom 13.10. bis 21.11.1992 zwischen 47°00'S und 59°30'S durchgeführt (Abb. 2.2). Hierbei wurden unterschiedliche Wassermassen angetroffen: Der Bereich von 47°00'S bis 50°30'S gehörte zur Polarfrontenregion (PFR) und zeigte mit 1.5 bis 3.5°C die höchsten Temperaturen in den oberen 200 m der Wassersäule (Veth *et al.*, 1997). Südlich der PFR schloß sich der südliche Antarktische Zirkumpolarstrom (AZS) an, der zwischen 50°30'S bis 54°30'S lag und durch Temperaturen von 0 bis 1.5°C gekennzeichnet war. Südlich von 54°30'S lag die AZS-Weddell-Wirbel-Grenze (AWB) mit Wassertemperaturen <1.5°C. Innerhalb dieser Region konnte die von Read *et al.* (1995) beschriebene südliche Polarfront (sPF) bei

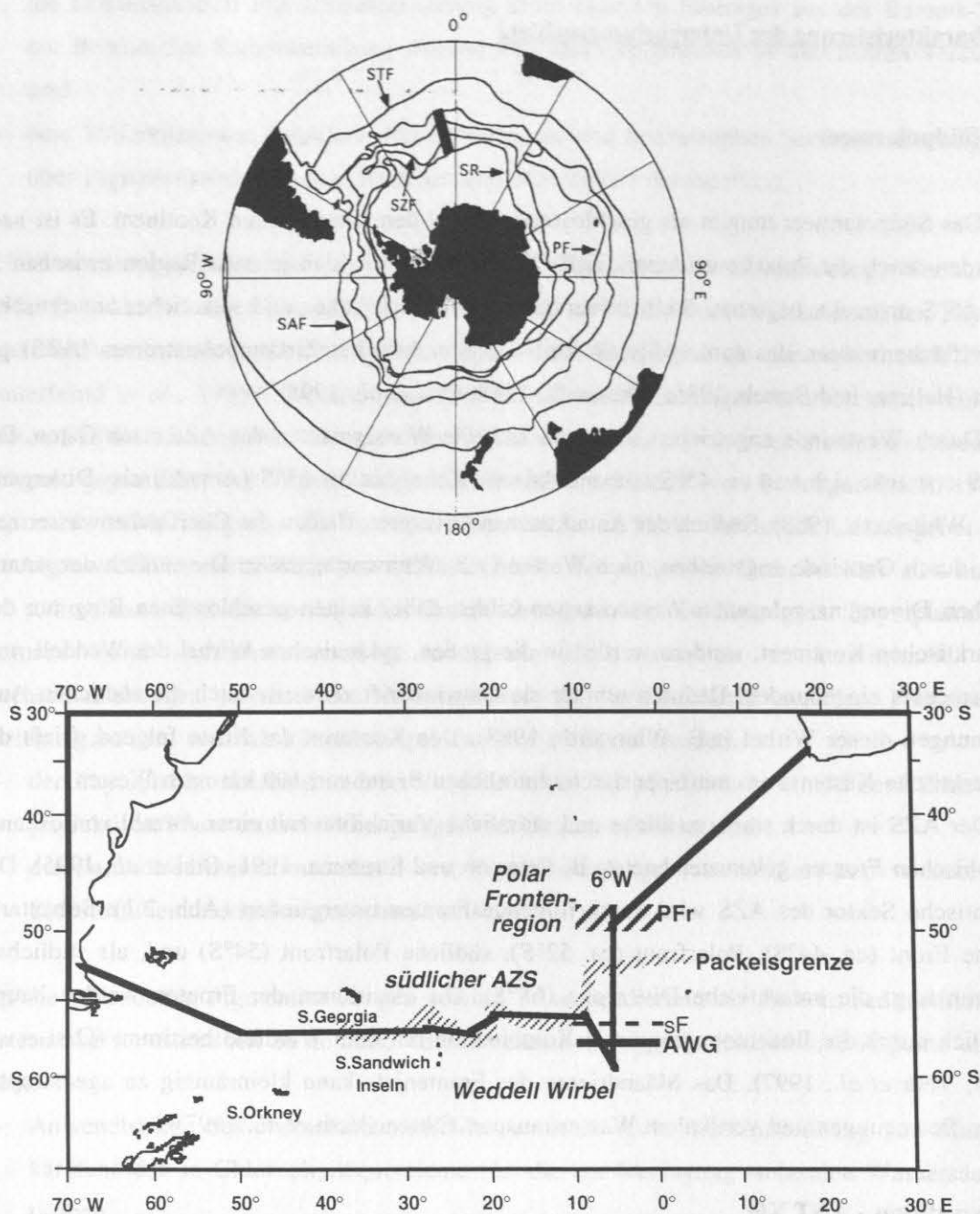


Abb. 2.1 (oben) Die Lage der ozeanischen Fronten nach Fahrbach, 1995. STF = Subtropenfront, SAF = Subantarktische Front, SZF = südliche Zirkumpolarstromfront, SR = Südlicher Rand des Antarktischen Zirkumpolarstroms, PF = Polarfront. Der Balken zeigt das Untersuchungsgebiet.

Abb. 2.2: (unten) Fahrtverlauf von Südamerika nach Kapstadt (29. September bis 30. November) der ANT X/6-Expedition. Die Linie entlang des 6°W-Längengrades zeigt die Position der wiederholt beprobten Transekte Tr. 2 bis 11. Die unterschiedlichen Wassermassen sind kursiv eingetragen. PFR ist Polarfrontenregion, der ASZ der antarktische Zirkumpolarstrom und der AWG die AZS-Weddell-Wirbel-Grenze. Die schwach schraffierte Linie zeigt die durchschnittliche Ausdehnung der Packeisgrenze. Die grob schraffierte Linie umfaßt den Bereich der PFR (Verändert nach Smetacek *et al.*, 1997).

55°45'S von der AZS-Weddell-Wirbel-Front bei 58°00'S unterschieden werden. Südlich von 58°00'S wurde Weddell-See-Wasser angetroffen (Veth *et al.*, 1997). Die Durchmischungstiefe war mit durchschnittlich 50 m im Bereich der PFr flacher als im südlichen AZS mit ca. 70 m Tiefe. Die Lage des Eisrandbereiches zeigte durch den starken Windeinfluß eine ausgesprochene Variabilität, so daß neben totaler Eisbedeckung Regionen offenen Wassers lagen (Veth *et al.*, 1997). Eine Eisschmelze konnte über den niedrigeren Salzgehalt (33.9) festgestellt werden (Veth *et al.*, 1997). Insgesamt wurde ein saisonaler Rückzug des Meereises von 54°30'S auf 58°00'S beobachtet (van Franeker, 1994).

Bei den Nährsalzkonzentrationen wurden starke Gradienten zwischen der PFr und dem südlichen AZS gefunden. Die Nitratkonzentrationen in der photischen Zone betrugen zwischen 23 und 28 $\mu\text{mol l}^{-1}$, wobei die niedrigsten Werte in der PFr auftraten. Unterhalb 500 m war die Konzentration für Nitrat 35 $\mu\text{mol l}^{-1}$. Für gelöstes Silikat war der Unterschied zwischen PFr und südlich davon noch stärker ausgeprägt, mit den niedrigsten Konzentrationen (10 $\mu\text{mol l}^{-1}$) in der PFr, 40 $\mu\text{mol l}^{-1}$ im südlichen AZS und 80 $\mu\text{mol l}^{-1}$ im Weddell-Wasser. Unterhalb 500 m wurde ebenfalls ein Gradient der Silikatkonzentrationen von der PFr (60 $\mu\text{mol l}^{-1}$), dem südlichen AZS (80 $\mu\text{mol l}^{-1}$) und dem Weddell-See-Wasser mit 120 $\mu\text{mol l}^{-1}$ gefunden. Detaillierte Ergebnisse dieser Expedition (suspendiertes Material, Mikrozooplankton, Mesozooplankton, Eisenverfügbarkeit, $p\text{CO}_2$ -Verteilung, usw.) sind in dem Deep Sea Research II-Band Nr. 44 (Teil 1/2) 1997 veröffentlicht.

2.2. Europäisches Nordmeer

Atlantische Wassermassen führen relativ warmes und salzreiches Oberflächenwasser aus dem Nordatlantik in das Europäische Nordmeer (Dickson *et al.*, 1988; Abb. 2.3). Der nordatlantische Oberflächenstrom ($T = 8^\circ\text{C}$; $S = 35.3$) fließt über die Færoer-Shetland-Schwelle ein und setzt sich, dem norwegischen Kontinentalhang folgend, als Norwegenstrom nach Norden fort (Hopkins, 1991). Ein Teil des Norwegenstroms zweigt auf der Höhe des Nordkaps als Nordkapstrom nach Nordosten in die Barents-See ab. Der andere Ast fließt weiter nach Norden und ein kleiner Teil zweigt südlich der Bäreninsel in die Barents-See ab (Poulain *et al.*, 1996). Der Hauptstrom fließt aber als Westspitzbergenstrom in die östliche Framstraße (Bourke *et al.*, 1987). Nordwestlich von Spitzbergen kommt es zu einem Abtauchen der atlantischen Wassermassen unter das polare Oberflächenwasser, und ein Teil des Westspitzbergenstromes dringt unter die Meeresoberfläche in den Arktischen Ozean ein (subpolares Zwischenwasser, $T = 0^\circ\text{C}$, $S = 35.0$, Jones *et al.*, 1995). Dieser Prozeß wird durch den Wärmeverlust und die damit verbundene starke Abkühlung der atlantischen Wassermassen verursacht (Johannessen, 1986). In Richtung Westen sinken die verbleibenden Wassermassen auf ca. 300 m ab (Paquette *et al.*, 1985; Quadfasel und Meincke, 1987) und schichten sich als Rückstrom unter den polaren Wassermassen des Ostgrönlandstromes ein (Johannessen, 1986).

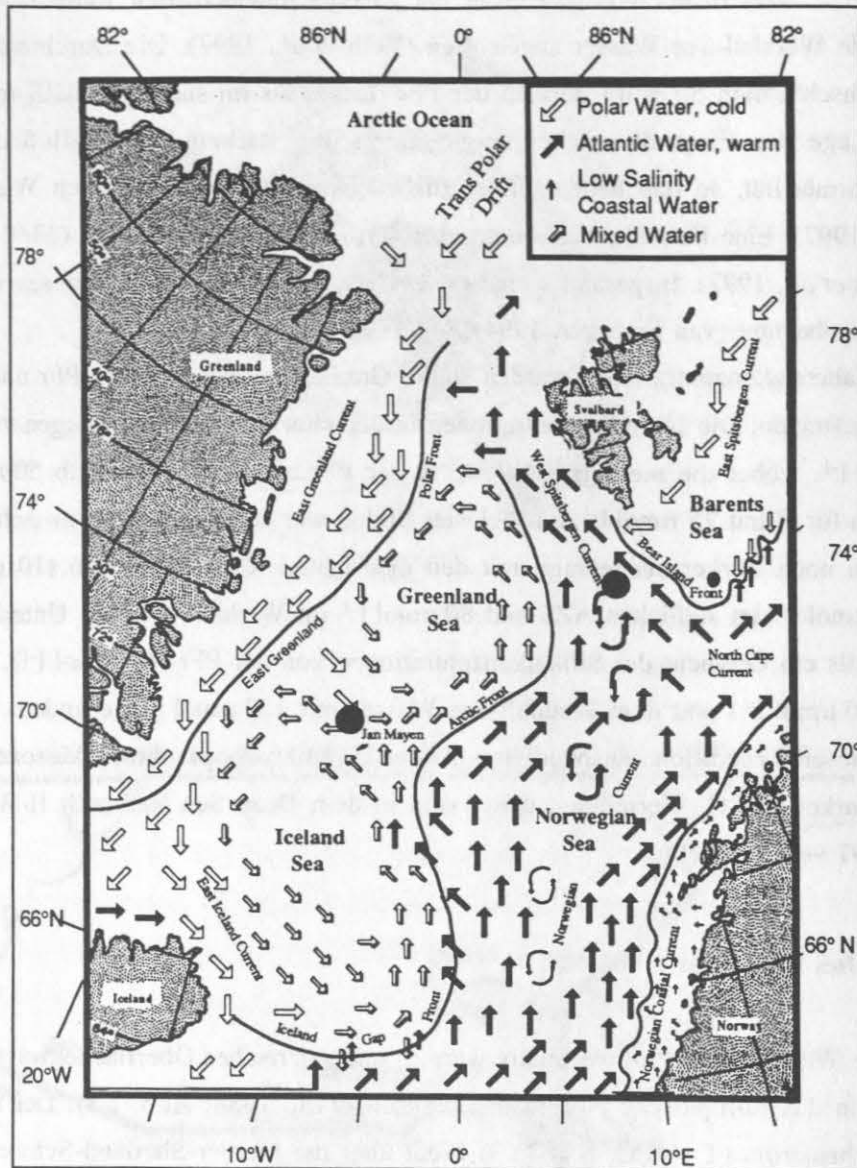


Abb. 2.3: Karte vom europäischen Nordmeer mit Oberflächenzirkulationen und den Untersuchungsgebieten (Punkte) am Barents-See Kontinentalhang und im Ostgrönlandstrom. (nach Blaume, 1992).

Der westliche Teil des Europäischen Nordmeeres ist durch den Einstrom kalter, salzarmer Wassermassen ($T = -1^{\circ}\text{C}$, $S = 33$) aus dem Arktischen Ozean durch die westliche Framstraße geprägt. Diese polaren Wassermassen sind mit Packeis bedeckt und strömen über den grönländischen Schelf in maximal 200 m Tiefe nach Süden (Bourke *et al.*, 1987). Ein Teil dieses Stroms fließt über die Dänemarkstraße in den Nordatlantik (Swift, 1986). Über den Jan-Mayen-Strom wird nördlich von Jan-Mayen ein Teil des Ostgrönlandstromes nach Osten in den Grönlandsee-Wirbel geleitet. Im Süden der Islandsee werden ebenfalls kalte Wassermassen über den Ost-Islandstrom nach Osten transportiert (Swift, 1986). Durch Windantrieb kommt es im zentralen Bereich des Europäischen Nordmeeres zur Ausbildung von zwei großen zyklonalen Wirbeln

(Johannessen, 1986). Dies führt in der Grönland- und Island-See zur Vermischung der polaren und atlantischen Wassermassen.

Die daraus entstehenden arktischen Wassermassen werden durch ein Frontensystem begrenzt. Die Polarfront markiert dabei die geringste Ausdehnung des Ostgrönlandstromes. Die Arktische Front liegt weiter östlich, an der Grenze zwischen salzreichen, atlantischen und salzarmen, arktischen Wassermassen (Quadfasel und Meincke, 1987). Sie weist zahlreiche zyklonische und antizyklonische Wirbelstrukturen sowie mesoskalige Fronten auf (van Aken *et al.*, 1995). Durch Abkühlung und Meereisbildung kann es im Winter in der Island- und Grönlandsee zur Ausbildung einer sehr dichten Oberflächenschicht kommen, was zu einem Wasseraustausch mit intermediären und tiefen Wassermassen führen kann (Hopkins, 1991; Meincke *et al.*, 1996). Im Sommer wird diese Durchmischung durch relativ hohe Wassertemperaturen ($T = 5^{\circ}\text{C}$ bzw. 8°C) und niedrige Salzgehalte ($S = 29$; Schmelzen von Meereis) verhindert.

2.2.1. Barents-See Kontinentalhang

In die Barents-See fließt über den Nordkapstrom warmes, salzreiches Wasser ein (Loeng, 1991). Kaltes, polares Wasser strömt über den Ostspitzbergenstrom von Norden in die Barents-See ein. Ein Teil dieses Wassers verläßt als Küstenstrom westlich von Spitzbergen die Barents-See (Loeng, 1991). Die Polarfront im östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres (in Abb. 2.3 Bear Island Front) markiert die Grenzzone zwischen den atlantischen und polaren Wassermassen. Ihre Lage variiert aufgrund saisonaler Erwärmung bzw. Windfeldveränderungen zeitlich und räumlich (Loeng, 1991; Piechura und Walczowski, 1996). Charakteristische Einbuchtungen dieser Front sind durch die Bodentopographie bedingt (Pfirman *et al.*, 1994).

Neben dem Oberflächenauström finden bodennah Ausflüsse von salzreichem Wasser (bis $S = 35.4$) im westlichen Teil der Barents-See statt (Swift, 1986; Quadfasel *et al.*, 1988; Pfirman *et al.*, 1994; Schauer, 1995). Diese Ausströme erfolgen in Form von "Plumes", die den Kontinentalhang herunter kaskadieren und sich entsprechend ihrer Dichte in die angrenzenden Wassermassen einschichten. Eine ausführliche Beschreibung dieser Prozesse und entsprechende Modellexperimente findet sich in Fohrmann (1996).

Die Position der Verankerung (BI-2) stand unter einem jährlich wechselnden Einfluß atlantischer und polarer Wassermassen (Piechura und Walczowski, 1996). Während der durchgeführten Expedition im Frühjahr (Valdivia 112) wurde eine atlantische Wassermasse mit einer Temperatur von 5°C und einem Salzgehalt von 35 gefunden (Zeller, 1996). Oberhalb der Thermokline (60 bis 80 m) lagen die Nitratkonzentrationen bei 8 bis $10 \mu\text{mol l}^{-1}$ und gelöstes Silikat betrug 4 bis $5 \mu\text{mol l}^{-1}$.

Im Spätsommer (Meteor 17/1) wurde ebenfalls ein Salzgehalt von 35 gefunden, und die Temperatur war auf 7°C angestiegen. Die Thermokline lag nunmehr in 25 m Tiefe (Suess und Altenbach, 1992). Oberhalb der Thermokline waren die Nitratkonzentrationen mit maximal

5 $\mu\text{mol l}^{-1}$ und gelöstes Silikat mit maximal 1.5 $\mu\text{mol l}^{-1}$ für diese Jahreszeit noch relativ hoch (Zeller, 1996). Fluorimetrisch bestimmte Chl *a*-Konzentrationen zeigten ein ausgeprägtes Tiefenmaximum zwischen 20 und 30 m Wassertiefe. Die Primärproduktion lag zwischen 180 und 240 $\text{mg C m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Reitmeier, 1994).

2.2.2. Ostgrönland/Jan-Mayen

Die Grönländische See ist durch eine 150 m mächtige Deckschicht mit Polarwasser mit Temperaturen von < 0 bis max. 7°C und Salzgehalten von < 34.4 gekennzeichnet (Hopkins, 1991).

Das Untersuchungsgebiet befindet sich ca. 150 nautische Seemeilen östlich der Packeiszone (PEZ). Generell steht das Untersuchungsgebiet unter dem Einfluß der Odden-Eiszunge, die zu einer sehr variablen Eisbedeckung führt (Wadhams *et al.*, 1996 sowie Zitate darin). Für das Untersuchungsjahr 1990 konnte jedoch aus Satellitendaten geschlossen werden, daß das Gebiet seit Mai/Juni 1990 eisfrei war (Antia *et al.*, 1990). Trotzdem wurden in den oberen 10 m der Wassersäule niedrige Salzgehalte ($S = 32.6$ bis 33.0) gefunden, die das Produkt geringer vertikaler Durchmischung bzw. lateral durch den Jan-Mayen Strom advektierter Wassermassen sind, die aus der PEZ stammen. Die Temperaturen waren zu dieser Zeit bereits auf 6 bis 7°C gestiegen. Insgesamt war die Hydrographie durch mesoskalige Veränderungen gekennzeichnet, wobei sich Wirbelstrukturen nur bedingt auflösen ließen (Antia *et al.*, 1990). Die Nährstoffe, z.B. Nitrat, waren in der Oberflächenschicht weitgehend erschöpft ($< 0.005 \mu\text{mol l}^{-1}$) und unterhalb der Nutrikline (10 m) betrugen sie $6 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Antia *et al.*, 1990). Gelöstes Silikat zeigte das gleiche Muster mit $0.2 \mu\text{mol l}^{-1}$ oberhalb und 3 bis $5.1 \mu\text{mol l}^{-1}$ unterhalb der Nutrikline. Die fluorimetrisch bestimmten Chl *a*-Werte lagen zwischen 0.5 und $1 \mu\text{g l}^{-1}$. Außer bei der ersten Station (880), wo ein Tiefenmaximum von Chl *a* in 22 m gefunden wurde, waren keine vertikalen Strukturen zu erkennen. Letzteres war auf die gute Durchmischung der oberen 60 m der Wassersäule zurückzuführen (Antia *et al.*, 1990). POC lag zwischen 10.6 und 15.8 g m^{-2} , und die Vertikalverteilung verlief parallel zur Chl *a*-Verteilung. Die C/N-Werte schwankten zwischen 6.2 und 7.3 und lassen auf einen hohen Detritus-Anteil schließen. Die Primärproduktion lag bei 100 bis $200 \text{ mg C m}^{-2}\text{d}^{-1}$; der Anteil der Neuen Produktion war gering und nahm im Laufe der Untersuchung ab (Koeve, 1992).

Ausführliche Beschreibungen von Primärproduktion, Neuer Produktion, Salzgehalt, Wassertemperatur, NS-Verteilung, POC, PON und biogenem P*Si* während dieser Drifteruntersuchung sind in Antia *et al.* (1990), Antia (1991), Koeve (1992) und Machado (1993) zu finden.

3. Material und Methoden

3.1 ANT X/6

3.1.1 Probennahme

Wassersäulen

Während der SO-JGOFS Expedition auf der R.V. Polarstern (ANT X/6) vom 13. Oktober bis zum 21. November 1992 wurden auf verschiedenen Transekten entlang des 6°W Meridians zwischen 47°S und 59°30'S (Abb. 3.1) Proben für HPLC-Analysen gesammelt.

Das Untersuchungswasser wurde mit 24 NOEX und Niskin Flaschen (12 l), die an eine "Seabird SBE 9 plus" CTD angeschlossen und an einem Teflon®-beschichteten rostfreien Rahmen befestigt waren, gewonnen. Die Proben für die Pigmentanalysen wurden zwischen dem 13. bis 18. Oktober (Transekt 2,3), 25. bis 30. Oktober (Transekt 5) und 2. bis 6. November (Transekt 6, Abb. 3.1) in Standardtiefen von 20, 40, 60, 80, 100 und 200m genommen. Während des Transektes 7 (7. bis 8. November) wurden nur zwei Stationen in Bereich der AWG beprobt. Auf Transekt 11 wurde zwischen dem 10. und 21. November im Bereich der PFr (47°-50°15'S) und des AWG (57°-58°15'S) die räumliche Auflösung auf 15 Seemeilen erhöht und zusätzlich Proben aus 120 m Tiefe gesammelt (Abb. 3.1).

Für die Pigmentbestimmungen wurden, je nach Phytoplanktonkonzentration, 2 bis 8 l Seewasser auf 25 mm Whatman GF/F Filter filtriert, wobei der Druck weniger als 120 mbar betrug. Nach der Filtration wurden die Filter in Eppendorf-Cups bei -30 °C tiefgefroren.

Eisproben

Eiskerne

Die Eiskerne wurden mit einem modifizierten CRREL-Bohrer (Eicken *et al.*, 1991b) gebohrt, anschließend sofort auf das Vorhandensein unterschiedlicher Schichten (Tab. 3.1; Position s. auch Abb. 3.1) untersucht und entsprechend dieser Einteilung zersägt. Die einzelnen Abschnitte der unterschiedlichen Kerne wurden entsprechend ihrer Schichtung zusammengeführt und mit filtriertem Seewasser versetzt (ca. 2-3 l Wasser auf 1 l Eis). Damit wurde ein angemessener Salzgehalt erzielt, der eine zu große Schädigung der Eisflora und -Fauna minimieren sollte. Die Gefäße wurden dunkel gestellt, und die Proben nach der Eisschmelze (ca. 24 Stunden) homogenisiert. Für die HPLC-Pigmentmessungen wurden zwischen 1-3 l abgenommen und anschließend wie die Wasserproben (s. vorherigen Abschnitt) behandelt. Die weitere Probenaufbereitung erfolgte wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben.

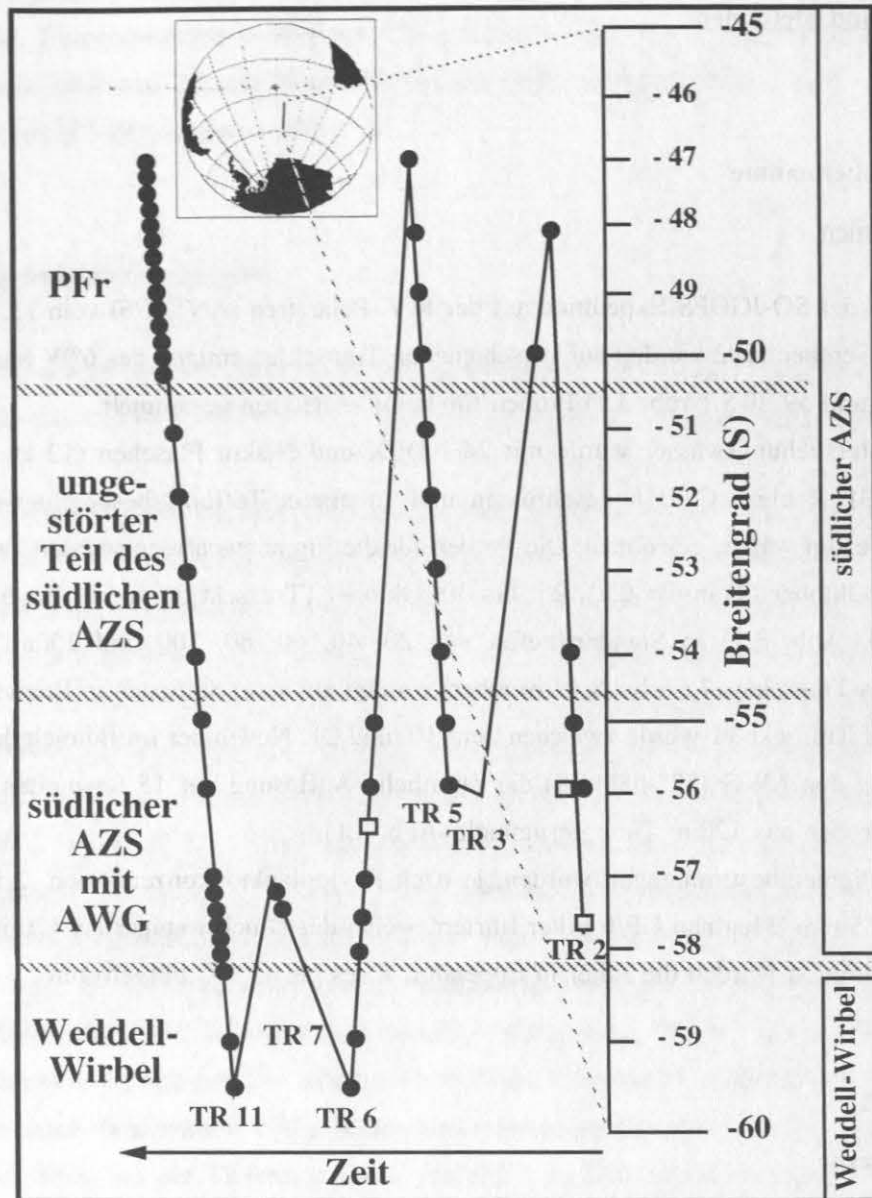


Abb. 3.1: Positionen (Kreise) der auf der ANTIX/6 Expedition beprobten Stationen auf den unterschiedlichen Transekten 2 bis 11 vom 13.10.-21.11.1992, unterteilt nach den gefundenen Wasser-massen (Veth *et al.*, 1997). Die Vierecke zeigen die Positionen der Eisstationen.

Brauneisblock

Für diese Eisproben wurden ca. 20 bis 50 cm³ große "Brauneisblöcke" mit einem Fangkorb an Deck der Polarstern gebracht. Bei den "Brauneisblöcken" handelte es sich um durch den Schmelzprozeß bereits stark degenerierte Eisbrocken, welche durch eine ausgeprägte Braunfärbung in den oberen Abschnitten gekennzeichnet waren. In den "Brauneisblöcken" wurden ebenfalls Eisschichten (Tab. 3.1) identifiziert. Entsprechend dieser Schichtung wurden einzelne Teile aus den "Brauneisblöcken" herausgesägt bzw. gebrochen und zusammengeführt. Die weitere Aufbereitung erfolgte wie Abschnitt 3.1.2 beschrieben.

Tab. 3.1.: Stationsliste und Charakterisierung der Eisproben der ANT X//6 Expedition. St. 866 (N=5) und 919 (N=6) wurden aus gebohrten Eiskernen zusammengeführt und St. 870 (N=5) bestand aus "Brauneisblöcken".

Station	Breitengrad	Längengrad	Datum	Schicht	Charakterisierung	Tiefe (cm)
866	57°44. 7 'S	06°28. 6 'W	11. Okt 92	A	Schnee-Firneis	0-15
				B	Körncheneis	28-42
				C	Säuleneis	52-62
				D	Körncheneis	62-75
				E	Körncheneis, Schollenunterschicht	75-90
870	55°59. 9 'S	05°59. 8 'W	13. Okt 92	A	Brauneis	-
				B	Säuleneis	-
919	59°29. 4 'S	05°59. 8 'W	06. Nov 92	A	Brauneis	-
				B	Säuleneis	-

3.1.2 Pigment Analysen

Die Pigmentproben von Transekt 2, 5, 6 und 7 wurden direkt an Bord der Polarstern mit einem HPLC-System gemessen. Dieses bestand aus einer Perkin Elmer Pumpe (Serie 400), einem LSI Fluoreszenz Detektor und einem "Spectroflow" 757 UV-Vis Detektor, angeschlossen an ein "Waters Integrations"-System. Die Proben von Transekt 11 wurden an Land gemessen, wobei der UV-Vis Detektor durch einen Diodenarray-Detektor (Waters 991) ersetzt wurde.

Um Fehler, die durch die Aufbereitung der Proben hervorgerufen werden können (z.B. Volumenänderungen durch Verdunstung des Acetons), zu korrigieren, wurde ein interner Standard, hier das Canthaxanthin¹, verwendet, wie im JGOFS-Protokoll beschrieben (Mantoura *et al.*, 1990) und ebenfalls von Bidigare (1991) bzw. Latasa *et al.* (1996) angeregt.

Für die Gewinnung des Pigmentextraktes aus den jeweiligen Proben wurden 50 µl Canthaxanthin und 2 ml Aceton zu jeder Filterprobe gegeben und diese danach für 3 Minuten in einer Zelmühle (Vibrogen Vi4-Zelmühle) homogenisiert. Die Proben wurden dann in einer Kühlzentrifuge (1°C) für 15 Minuten zentrifugiert (4000 U min⁻¹), der Überstand in Eppendorf-Cups überführt und bei -30 °C bis zur Analyse innerhalb der nächsten 12 Stunden aufbewahrt. Direkt vor der Analyse in der HPLC wurden Unterproben (100 bis 200 µl) jeder Probe mit Wasser (HPLC-Qualität) im Verhältnis 1:1 (Vol.) gemischt. Die Pigmente wurden mit der "Reversed Phase" HPLC bestimmt, wobei eine C₁₈ spherisorb ODS 3 µm Säule (4.0x125mm, Pharmacia) und HPLC Qualität Lösungsmittel (Lsm.) (Biomol) verwendet wurden. Lsm. A bestand

¹ Canthaxanthin ist ein synthetisch hergestellter Standard (von D. Repeta, WHOI), dessen Elutionszeit mit keinem wichtigen anderen Markerpigment zusammenfällt (s. Abb. 4.1) und dessen Konzentration im Phytoplankton vernachlässigbar ist (Liaaen-Jensen, 1979). Dieses Pigment tritt auch in Crustaceen auf (Castillo *et al.*, 1982), wobei die Tiere allerdings nicht in der Lage sind, dieses Pigment selbständig zu synthetisieren. Das aus der Nahrung aufgenommene β-Karotin dient deshalb als Ausgangsprodukt für u.a. das Canthaxanthin. Für Mikrozooplankton (insbesondere heterotrophe Dinoflagellaten) wurde Canthaxanthin gelegentlich beschrieben (Balch und Haxo, 1984; Kleppel und Lessard, 1992), aber in den meisten mit HPLC durchgeführten Untersuchungen an Mikrozooplankton wurde kein Canthaxanthin gefunden (Burkill *et al.*, 1987; Barlow *et al.*, 1988a; Antia, 1991; Strom und Welschmeyer, 1991; Welschmeyer *et al.*, 1991; McManus und Ederington-Cantrell, 1992; Strom, 1993). Ebenso fanden Juhl *et al.* (1996) kein Canthaxanthin in heterotrophen Protisten. Deshalb kann davon ausgegangen werden, daß das natürliche Vorkommen von Canthaxanthin in Wasserproben vernachlässigbar ist.

80 % Methanol und 20 % 0.5 M Ammoniumacetat-Lösung, Lsm. B aus 80 % Methanol und 20 % Aceton. Der Gradient war auf 30 Minuten linear von Lsm. A nach Lsm. B und weitere 10 Minuten auf Lsm. B eingestellt. Die Flußrate betrug 1.5 ml min^{-1} . Die eluierten Pigmente wurden bei einer Wellenlänge von 436 nm detektiert, die Fluoreszenz mit 410 nm angeregt und die Emission bei $> 600 \text{ nm}$ aufgenommen.

Die Pigmente wurden identifiziert, indem ihre Retentionszeiten mit denen von reinen Standards und Algenextrakten verglichen wurden. Für einige Stationen wurden zusätzlich "On-Line Diodenarray"-Absorptionspektren zwischen 390 und 750 nm für jedes Pigment aufgenommen. Zur Quantifizierung der Pigmente wurden die externen Standards des jeweiligen Pigmentes spektrophotometrisch gemessen und die Konzentrationen mit den Extinktionskoeffizienten aus Bidigare (1991) berechnet. Für Chl *a*-Allomer und -Epimer wurde der Extinktionskoeffizient von Chl *a* verwendet. Für Chl *c*₃ gibt es keinen Extinktionskoeffizienten, daher wurde der Kalibrationsfaktor von Chl *c*₁₊₂ benutzt, auch wenn dieses Verfahren mit Fehlern behaftet sein kann (Jeffrey und Wright, 1987). Durch Einspritzen bekannter Standardmengen wurde der Peakflächenfaktor für das jeweilige Pigment bestimmt (Genaueres in: Bidigare, 1991). Die Konzentrationen der Pigmente wurden zu dem internen Standard Cantaxanthin normalisiert.

3.1.3 Umrechnung der Pigmentkonzentrationen in gruppenspezifische Chl-*a* Werte

Alle Phytoplankton-Gruppen enthalten Chl *a* und, je nach Algengruppe, verschiedene Markerpigmente (Hager und Stransky, 1970a; Goodwin, 1976; Liaaen-Jensen, 1979; Goodwin und Britton, 1988; Bjørnland und Liaaen-Jensen, 1989; Rowan, 1989). Die verschiedenen Markerpigmente können benutzt werden, um den Anteil der einem Pigment zugeordneten Algengruppe an der Gesamtbiomasse zu bestimmen. Als Maß für die Biomasse wird dabei die gemessene Chl *a*-Konzentration zugrunde gelegt. Chl *a* kommt dabei in einem bestimmten Gewichtsverhältnis zu den entsprechenden Markerpigmenten vor. Da dieses Verhältnis jedoch sehr variabel sein kann (s. Abschnitt 5.1.2), sollten die gemessenen Markerpigmente und nicht die in der Literatur publizierten Verhältnisse (z.B. Jeffrey und Wright, 1994) für die Bestimmung dieser Umrechnungsfaktoren herangezogen werden.

Die Umrechnung der Pigmentkonzentrationen in Chl *a*-Äquivalente erfolgte nach folgendem Modell (Lehman, 1981; Gieskes *et al.*, 1988):

$$\text{Chl } a = \sum_{i=1}^n a_i p_i \quad (1)$$

wobei *Chl a* die Chlorophyll *a*-Konzentration einer Probe, *p_i* die an derselben Probe gemessenen Konzentrationen algenspezifischer Pigmente und *a_i* Umrechnungsfaktoren für die verwendeten Markerpigmente (*n*) bedeutet.

Die Umrechnungsfaktoren a_i wurden mittels einer multiplen Regressionsanalyse bestimmt, wobei der y-Achsenabschnitt gleich Null gesetzt wurde. Als unabhängige Variablen wurden die gemessenen Pigmentkonzentrationen verwendet (Details s. Abschnitt 4.2.2).

Durch Multiplikation der Umrechnungsfaktoren mit der Konzentration des entsprechenden Markerpigmentes werden die gruppenspezifischen Chl a -Werte (z.B. Chl a_{Diat} für Diatomeen) bestimmt.

Der Anteil der gruppenspezifischen Chl a -Konzentrationen, z.B. Chl a_{Diat} , am gesamten Chl a ergibt dann den Prozentanteil dieser Algengruppe am Chlorophyll der gesamten Phytoplanktongemeinschaft.

3.1.4 Clusteranalyse

Um zugrundeliegende Strukturen in dem multivariaten Pigmentdatensatz (Zahl gemessener Pigmente pro Station größer eins) besser erkennen zu können, wurde eine Clusteranalyse durchgeführt. Ziel war, die einzelnen Stationen so in Gruppen zusammenzufassen, daß die Varianz der Daten innerhalb der Gruppen minimiert und zwischen den Gruppen maximiert wird. Dadurch wurden, beruhend auf den jeweiligen gemessenen Pigmentkonzentrationen, relativ homogene Gruppen, d.h. Stationen mit ähnlichen Pigmentverteilungen zusammengefaßt.

Die Clusteranalyse wurde unter Berücksichtigung folgender Festlegungen durchgeführt (Backhaus *et al.*, 1990):

- 1) Als Distanzmaß (Zahlenwert, der den Unterschied zwischen zwei Gruppen ausgedrückt) wurde das quadrierte euklidische Maß verwendet.
- 2) Mit dem Fusionierungsalgorithmus wurden die Arten, in der die Stationen aufgrund des Distanzmaßes gruppiert wurden, festgelegt. Es wurde das Ward-Verfahren angewendet, das in der Regel sehr gute Partionen findet und im Vergleich zum häufig verwendeten "Complete-Linkage"-Verfahren weniger stark zur Bildung kleiner Gruppen neigt.

Um festzustellen, ob die gefundene Gruppierung der Stationen signifikant ist, wurde im Anschluß an die Clusteranalyse eine Diskriminanzanalyse durchgeführt. Dazu wurden die mit Hilfe der Clusternalyse gefundenen Gruppen vorgegeben und die Pigmentkonzentrationen als unabhängige Variablen betrachtet. Die Diskriminanzanalyse erlaubte, im Gegensatz zur Clusteranalyse, eine quantitative Abschätzung, ob diese Gruppeneinteilung, d.h. die Anzahl der gefundenen Gruppen, richtig bestimmt wurde (z.B. Backhaus *et al.*, 1990, Kap. 5).

3.2 Barents-See Kontinentalhang

3.2.1 Wassersäule

Die Proben am Barents-See Kontinentalhang wurden während der "Valdivia" Expedition 112 (15.5. bis 2.6.1991) und auf der "Meteor" Expedition M17/1 (17.7. bis 8.8.1991) gewonnen (Abb. 3.2). Das Untersuchungswasser wurde mit 12 bzw. 24 NISKIN Flaschen (12 l), die an eine ME-CTD-Sonde angeschlossen waren, aufgenommen. Für die HPLC-Proben wurde Probenwasser aus unterschiedlichen Tiefen abgefüllt (Tab.3.2) und, wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben, weiter verarbeitet.

Tab. 3.2: Stationsliste und Beprobungstiefen der Valdivia 112 und Meteor 17/1 Expeditionen am Barents-See Kontinentalhang.

Expedition	Stations Nr.	Breitengrad	Längengrad	Wassertiefe (m)	Datum	Probtiefe (m)
Valdivia 112	2	75°20.5 'N	13°39.2 'E	1250	22. Mai 91	0/50
	3	75°14.5 'N	12°52.0 'E	1860	22. Mai 91	0/20/75
	4	74°59.1 'N	14°41.9 'E	1350	26. Mai 91	0/20/75
	5	74°47.5 'N	13°52.0 'E	2060	27. Mai 91	0/20/75
Meteor 17/1	375	75°08.2 'N	12°15.6 'E	2167	22. Juli 91	0/6/10/16/25/30/50
	396	74°58.1 'N	14°47.3 'E	1265	25. Juli 91	0/6/11/14/26/41/50
	400	74°47.4 'N	13°52.7 'E	2056	26. Juli 91	0/4/8/10/15/19/30/45/50
	436	75°20.8 'N	13°37.5 'E	1250	28. Juli 91	0/5/8/11/16/21/33/50

3.2.2 Kurzzeitverankerung

Probenaufbereitung

Eine Verankerung (BI-2) wurde am Barents-See Kontinentalhang vom 16. März bis 23. Juli 1991 bei 75°11.82'N und 12°29.38'E (Wassertiefe 2050 m) ausgebracht (Abb. 3.2). Die Sinkstofffallen (Typ Kieler Fallen, Öffnung 0.5 m² mit bienenwabenhähnlichem Gitter) wurden in 610, 1790, 1840 und 1950 m plaziert. Der automatische Probenwechsler war auf einen wöchentlichen Wechsel der Probengläser eingestellt. Als Fixierungsmittel gegen biologische Zersetzung und zum Abtöten von "Schwimmern" diente Quecksilberchlorid-Lösung (1 ml gesättigt auf 100 ml 0.2 µm filtrierte Seewasser).

Das Probenmaterial aus den jeweiligen Sammelbehältern wurde von "Schwimmern" (Zooplankton ≥ 200 µm) befreit und nach dem Verfahren von Bodungen *et al.* (1991) mit einem Rotationssplitter in Unterfraktionen für die einzelnen Analysen (z.B. HPLC (für Pigmente), Trockengewicht (TG), partikulärer organischer Kohlenstoff (POC), biogenes Silikat, Alkenone usw.) aufgeteilt.

Für die HPLC Proben wurden je nach Menge des Ausgangsmaterials zwischen 1/16 und 1/128 Splitts auf Whatmann GF/F Filter filtrierte, in Eppendorf-Cups überführt und bis zur Analyse bei -30 °C gelagert.

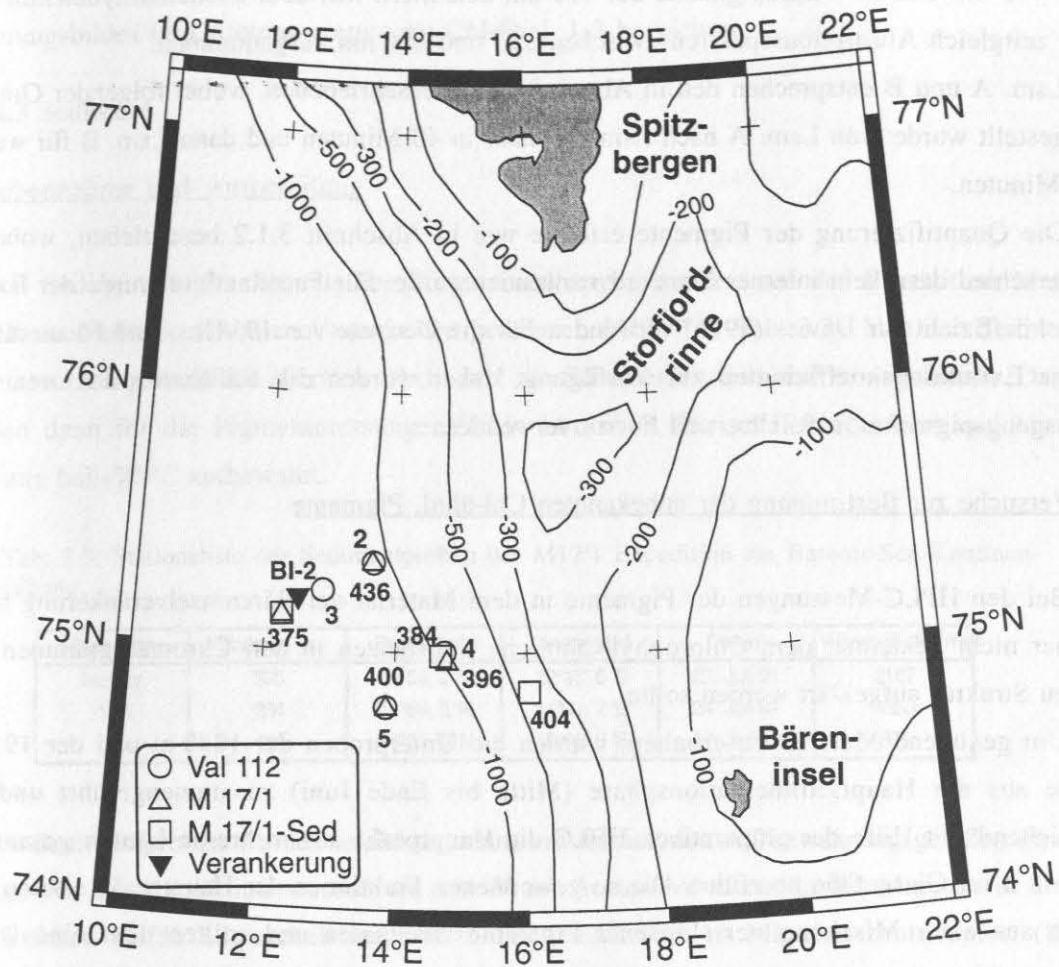


Abb. 3.2: Positionen der auf den Valdivia 112 und Meteor M17/1 durchgeführten Expeditionen am Barents See Kontinentalhang. Tiefen in [m].

Pigmentmessungen

Die Pigmentmessungen für die Verankerung wurden in dem Labor von D. Repeta (Woods Hole, Massachusetts, USA) durchgeführt. Da sowohl die Probenaufbereitung als auch die Pigmentmessung von der in Abschnitt 3.1.2 beschriebenen Methode abwichen, werden nachfolgend alle Schritte aufgeführt. Die Proben wurden mit 2 bis 10 ml Aceton (HPLC-Qualität) vermischt, mit einem Potter (Stabhomogenisator) homogenisiert und danach für 10 Minuten zentrifugiert (4000 U min^{-1}). Der Überstand wurde in Glasgefäße (5 ml) überführt und eine Unterprobe direkt zur Messung abgenommen. Diese Unterprobe wurde im Verhältnis 1:1 (Vol.) mit H_2O dest. gemischt und in das HPLC System injiziert.

Das HPLC-Meßsystem bestand aus einer Waters Pumpe 600E und einem Waters 990 Diodenarraydetektor mit Integrationssoftware. Die eluierten Pigmente wurden bei einer Absorption

von 440 nm und die Phaeopigmente bei 410 nm detektiert. Mit dem Diodenarraydetektor wurden zeitgleich Absorptionsspektren zwischen 350 und 800 nm aufgenommen.

Lsm. A und B entsprechen den in Abschnitt 3.1.2 beschriebenen, wobei folgender Gradient eingestellt wurde: von Lsm. A nach Lsm. B linear in 40 Minuten und dann Lsm. B für weitere 55 Minuten.

Die Quantifizierung der Pigmente erfolgte wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben, wobei im Unterschied dazu kein interner Standard verwendet wurde. Für Fucoxanthiol wurde der Extinktionskoeffizient aus Davies (1976) verwendet. Für die Derivate von 19'-Hex. und Fuco. standen keine Extinktionskoeffizienten zur Verfügung; daher wurden die Kalibrationsfaktoren ihrer "Ausgangspigmente" (19'-Hex. und Fuco.) verwendet.

Versuche zur Bestimmung der unbekannten Chl-ä hn l. Pigmente

Bei den HPLC-Messungen der Pigmente in dem Material der Bäreninselverankerung traten bisher nicht bekannte, dem Chlorophyll ähnliche Substanzen in den Chromatogrammen auf, deren Struktur aufgeklärt werden sollte.

Um genügend Material zu erhalten, wurden die Unterproben der 1840 m und der 1950 m Falle aus der Hauptsedimentationsphase (Mitte bis Ende Juni) zusammengeführt und anschließend mit Hilfe der präparativen HPLC die Hauptpeaks aus mehreren Läufen gesammelt und in 5 ml Glasgefäße überführt. Die so gewonnenen Fraktionen der Hauptpeaks setzten sich noch aus einer Mischung verschiedener Pigmente zusammen und sollten über eine Dünnschichtchromatographie weiter getrennt und gereinigt werden. Zum Testen, welche Art von Dünnschichtchromatographie am besten geeignet war, wurden jeweils Unterproben der oben beschriebenen Hauptpeaks auf verschiedene Dünnschichtplatten (Silicagel, Celluloseacetat, C₁₈-spherisorb ODS Merck) aufgebracht und entsprechend Aceton-Hexan-, MeOH bzw. H₂O-MeOH-Gemische als Elutionsmittel verwendet. Dabei stellte sich heraus, daß die zu untersuchenden Pigmente von keiner der unterschiedlichen Platten wieder eluiert werden konnten. Selbst eine Ansäuerung des H₂O-MeOH-Lösungsmittelgemisches vermochte die Pigmente nicht von den Dünnschichtplatten zu lösen. Um eine irreversible Reaktion der Pigmente mit Sauerstoff auszuschließen, wurden andere Unterproben des Materials unter Stickstoffbegasung weiter verarbeitet. Dieses brachte jedoch auch keinen Erfolg für die Pigmentelution von den Dünnschichtplatten. Ein Methylieren der Pigmente veränderte ihr Elutionsverhalten ebenfalls nicht. Mit den verbliebenen Unterproben der einzelnen Hauptpeaks wurde erneut eine HPLC-Trennung entweder mit Lsm. A (90 % Acetonitril, 10 % H₂O) und Lsm. B (80 % Acetonitril, 20 % Aceton), bzw. Lsm. B bestehend aus 70 % Acetonitril und 30 % Aceton durchgeführt. Der Gradient verlief von Lsm. A nach Lsm. B in 15 Minuten linear und wurde dann für weitere 8 Minuten gehalten. Die so gereinigten unbekannten Chl-ä hn l. Pigmente wurden dann Massenspektrometrisch analysiert. Die verbleibenden Pigmentmengen waren jedoch zu gering, um aus-

sagekräftige Massenspektren zu erhalten. Die Pigmente werden daher hier aufgrund ihres Erscheinungsbildes im Chromatogramm als Chl-ähnl. 1-3 bezeichnet.

3.2.3 Sediment

Probennahme und Aufbereitung

Von Sedimenten des Barents-See Kontinentalhanges wurden auf der Expedition Meteor M17/1 aus Multicorer Rohren Unterproben gewonnen (Abb. 3.2, Tab. 3.3). Von den Sedimentkernen wurden jeweils die obersten 10 cm in 1 cm Scheiben zerteilt und homogenisiert. Daraus wurden dann für die Pigmentmessungen 7 bis 14 cm³ in Petrischalen überführt und bis zur Messung bei -30 °C aufbewahrt.

Tab. 3.3: Stationsliste der Sedimentproben der M17/1 Expedition am Barents-See Kontinentalhang.

Expedition	Stations Nr.	Breitengrad	Längengrad	Datum	Wassertiefe (m)
Meteor 17/1	375	75°08. 2 'N	12°15. 6 'E	22. Juli 91	2167
	384	74°59. 2 'N	14°41. 7 'E	24. Juli 91	1353
	404	74°51. 0 'N	16°02. 5 'E	27. Juli 91	375

Die Sedimentproben wurden leicht angetaut, um sie aus den Aufbewahrungsgefäßen zu entfernen. Für die Extraktion wurden sie mit 20 ml Aceton versetzt, für 10 Minuten in einem eisgekühlten Gefäß Ultraschall ausgesetzt und danach für 15 Minuten zentrifugiert (8000 U min⁻¹). Der Überstand wurde dekantiert und der Extraktionsprozeß noch zweimal mit Aceton wiederholt. Um alle Pigmente zu extrahieren, wurden alle Schritte erneut dreimal mit Methanol (20 ml) durchgeführt. Die so gewonnenen Lösungsmittelüberstände wurden mit NaSO₄ wasserfrei gemacht und mit einem Rotationsverdampfer eingedampft. Die verbleibenden Pigmente wurden wieder in Aceton aufgenommen, Unterproben für die HPLC abgenommen und wie in Abschnitt 3.2.2 (Pigmentmessungen) beschrieben analysiert.

Das Trockengewicht der Sedimente wurden nach 24 Stunden im Trockenschrank für jede Probe bestimmt.

3.3 Ostgrönlandstrom

3.3.1 Wassersäule

Im Rahmen der Expedition Poseidon 173/2 wurden täglich in dem Zeitraum vom 24. August bis 1. September 1990 entlang des Driftverlaufes der Treibefalle (Abb. 3.3) Wasserproben aus Kranzwasserschöpfern (Niskin, 12 l) genommen, die mit einer ME-CTD verbunden waren. Für die HPLC-Analysen wurden an verschiedenen Stationen (Tab. 3.4) 0.5-3 l Seewasser auf Whatmann GF/F-Filter filtriert und bei - 30°C eingefroren. Die Pigmente wurden wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben gemessen.

Tab. 3.4: Stationsliste und Beprobungstiefe des Driftexperimentes auf der Poseidon 173/2 Expedition.

Expedition	Stations Nr.	Breitengrad	Längengrad	Datum	Probentiefe (m)
Poseidon 173/2	880	72°37.0' N	7°39.6' W	24. Aug 90	0/6/11/21/27/42/63/100
	883	72°34.8' N	7°40.8' W	25. Aug 90	0/6/11/21/27/42/63/100
	885	72°32.8' N	7°39.9' W	26. Aug 90	0/10/19/25/38/57/100
	888	72°31.5' N	7°37.8' W	27. Aug 90	0/11/21/27/42/63/100
	891	72°30.2' N	7°41.8' W	28. Aug 90	0/10/19/25/38/57/100
	895	72°23.5' N	7°43.0' W	29. Aug 90	0/11/22/28/43/60/100
	899	72°19.6' N	7°30.4' W	01. Sep 90	0/11/22/28/43/65/100

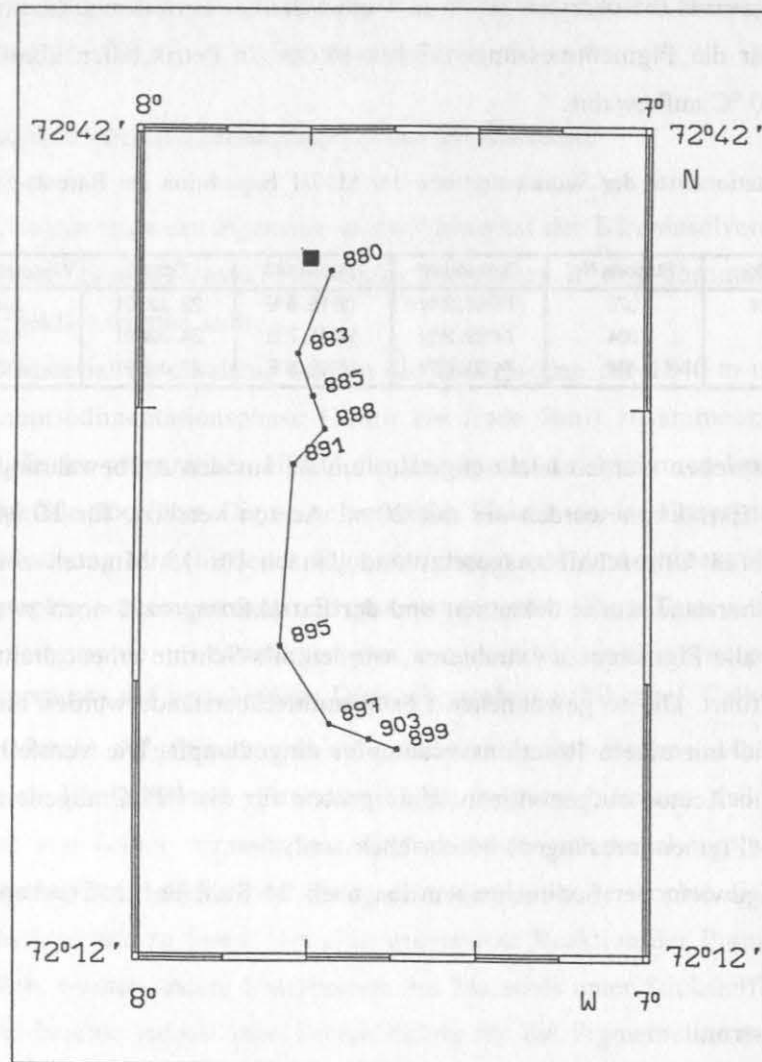


Abb. 3.3: Driftverlauf der treibenden Sedimentfallen (OGTR-1990) mit den Stationspositionen der Wassersäulen der Poseidon 173/2 Expedition vom 21.8.-4.9.1990. Das Quadrat kennzeichnet die Position der Kurzzeitverankerung OG-3A. (aus Antia *et al.*, 1990).

3.3.2 Kurzzeitverankerung OG 3A

Eine Kurzzeitverankerung (OG-3A) wurde während der Expedition Poseidon 173/2 vor Jan Mayen vom 23. August bis 1. September 1990 bei 72°39.80' N und 7°35.50' W (Wassertiefe

2700 m) ausgebracht (Abb. 3.3). Die Sinkstofffallen (Typ Kieler Fallen, Öffnung 0.5 m² mit bienenwabenähnlichem Gitter) wurden in 100, 500, 1000 und 2000 m plziert. Die 100 m-Falle war mit einem automatischen Probenwechsler ausgerüstet, der auf einen täglichen Wechsel der Probengläser eingestellt war. Die anderen Fallen enthielten nur ein Probengefäß. Als Fixierungsmittel diente Quecksilberchlorid-Lösung (1ml gesättigt auf 100 ml 0.2 µm filtriertes Seewasser). Für die tatsächlichen Fangintervalle der einzelnen Sammelgläser (Tage) s. Tab. 3.5 a. Die Fallenproben wurden wie in Abschnitt 3.2.2 (Aufbereitung) beschrieben bearbeitet. Abweichend davon wurden bei diesem Material die "Schwimmer" mittels eines 1 mm Siebes entfernt. Pigmentmessungen erfolgten wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben; weiterhin wurden hier, wie in allen weiteren Messungen, mit dem Diodenarraydetektor zeitgleich Absorptionsspektren zwischen 350 und 800 nm aufgenommen.

Tab. 3.5: Probenintervalle a) der Kurzzeitverankerung OG-3A, b) des Tagesdrifters OGTR 1990 100 m und c) 300 m.

a) OG3A	Topf	Datum	Tage
100 m	1	24. - 25. Aug.1990	1
100 m	2	25. - 26. Aug.1990	1
100 m	3	26. - 27. Aug.1990	1
100 m	4	27. - 28. Aug.1990	1
100 m	5	28. - 29. Aug.1990	1
100 m	6	29. - 30. Aug.1990	1
100 m	7	30. - 31. Aug.1990	1
100 m	8	31.Aug. - 01. Sept.1990	1
100 m	9	01. - 01. Sept.1990	0.25
500 m	1	23.Aug. - 01.Sept.1990	8.75
1000 m	1	23.Aug. - 01.Sept.1990	8.75
2000 m	1	23.Aug. - 01.Sept.1990	8.75
b) 90OGTR	Topf	Datum	Tage
100 m	1	23. - 25. Aug.1990	1.73
100 m	2	25. - 26. Aug.1990	1
100 m	3	26. - 27. Aug.1990	1
100 m	4	27. - 28. Aug.1990	1
100 m	5	28. - 30. Aug.1990	2.00
100 m	6	30. - 31. Aug.1990	1
100 m	7	31.Aug. - 01. Sept.1990	1
100 m	8	01. - 02. Sept.1990	1.42
c) 90OGTR	Topf	Datum	Tage
300 m	1	24. - 25. Aug.1990	1
300 m	2	25. - 26. Aug.1990	1
300 m	3	26. - 27. Aug.1990	1
300 m	4	27. - 28. Aug.1990	1
300 m	5	28. - 29. Aug.1990	1
300 m	6	29. - 30. Aug.1990	1
300 m	7	30. - 31. Aug.1990	1
300 m	8	31.Aug. - 01. Sept.1990	1
300 m	9	01. - 02. Sept.1990	1
300 m	10	01. - 02. Sept.1990	0.46

3.3.3 Drifter OGTR-1990

Ein Drifter (OGTR-1990) wurde während der Expedition Poseidon 173/2 vor Jan Mayen am 24. August 1990 bei der Position 72° 39.18'N, 7°32.12'W (Wassertiefe 2700 m) eingesetzt. Der Driftverlauf in der Zeit vom 24. August bis 2. September 1990 ist in Abb. 3.3 gezeigt. Die Sinkstofffallen (Typ Kieler Fallen, Öffnung 0.5 m² mit bienenwabenähnlichem Gitter) wurden in 100 und 300 m platziert, wobei die oberste Falle eine Doppelfalle mit jeweils einem Probenbehälter war. Um den Einfluß von Vergiftungsmitteln zu testen, wurde das Material der einen Falle unvergiftet gelassen und das der anderen mit Quecksilberchlorid-Lösung (1 ml gesättigt auf 100 ml 0.2 µm filtrierte Seewasser) vergiftet. Die 300 m-Falle war auf täglichen Probenwechsel eingestellt und ebenfalls vergiftet (Quecksilberchlorid-Lösung, 1 ml gesättigt auf 100 ml 0.2 µm filtrierte Seewasser). Das Material aus der 100 m-Falle wurde täglich geborgen und direkt wie in Abschnitt 3.3.2 beschrieben bearbeitet. Das Material aus 300 m Wassertiefe wurde nach der Bergung der Verankerung gesplittet (s. Abschnitt 3.3.2). Für die tatsächlichen Fangintervalle der einzelnen Sammelgläser (Tage) s. Tab. 3.5 a, b. Die Pigmentmessungen wurden wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben durchgeführt (zusätzlich Absorptionsspektren zwischen 350-800 nm).

3.4 Experimente zur Veränderung von Pigmenten

3.4.1 Abbauxperimente

Suspendiertes Material (*in situ* Phytoplankton)

Zur Bestimmung des Abbaus von natürlichem suspendiertem Material (Phytoplankton) wurden Apsteinnetzholz (5 mal) während der Poseidon Expedition 173/2 genommen und in einem 10 l Kanister zusammengeführt. Das Material wurde dann vorsichtig in Suspension gebracht und anschließend Unterproben in 1 l Gefäße überführt, die dunkel bei 3 °C gelagert wurden. Die Unterproben wurden dann zu verschiedenen Zeitpunkten (Tab. 3.6) auf GF/F Filter filtriert und bis zur Pigmentanalyse bei -30 °C aufbewahrt. Die Aufbereitung der Proben für die Pigmentmessung erfolgte wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben (zusätzlich Absorptionsspektren zwischen 350-800 nm).

Unvergiftetes sedimentiertes Material (Tagesdrifter)

Zur Überprüfung des Abbaus in frischem sedimentiertem Material wurden Untersplitts der Sinkstoffe aus dem Tagesdrifter OGTR-1990 (100 m) täglich gesammelt und zu Beginn des Experimentes in einen abgedunkelten 15 l Kanister mit *in situ* Wasser (über 200 µm Gaze filtriert) überführt und bei 3 °C gehältert. Unterproben wurden zu den in Tab. 3.7 angegebenen Zeitpunkten auf GF/F-Filter filtriert und bei -30 °C eingefroren. Die Aufbereitung der Proben

für die Pigmentmessung erfolgte wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben (zusätzlich Absorptionsspektren zwischen 350-800 nm).

Tab. 3.6: Zeitpunkte der Probennahme für das Abbauxperiment mit "frischem" suspendiertem Material (*in situ* Phytoplanktonnetzfang). Die letzte Spalte gibt die Zeit nach Beginn des Experimentes an.

Tab. 3.7: Wie 3.6 für "frisches" sedimentiertes Material aus dem unvergifteten Tagesdrifter OGTR-1990 (100 m).

Abbauxperiment:	Datum	Tage	Abbauxperiment	Datum	Tage
"frisches" suspendiertes Material (Phytoplankton)	29. Aug 90	0	"frisches" sedimentiertes Material (Drifter)	03. Sep 90	0
	01. Sep 90	3		05. Sep 90	2
	09. Sep 90	10		08. Sep 90	5
	19. Sep 90	21		14. Sep 90	11
	13. Okt 91	44		19. Sep 90	16
Tab. 3.6	26. Okt 91	58		27. Sep 90	24
				04. Okt 91	31
				12. Okt 91	39
				07. Dez 91	55
			Tab. 3.7		

Vergiftetes sedimentiertes Material (OG-3A)

Um die Frage zu klären, ob auch in HgCl₂-vergiftetem Material die Pigmente einem weiteren Abbau unterliegen, wurden jeweils Untersplitts des sedimentierten Materials aus der Kurzzeitverankerung OG 3A für 100, 500, 1000 und 2000 m Wassertiefe genommen. Da das sedimentierte Material der 100 m-Falle aus 9 Fangintervallen bestand (Tab. 3.5 c), wurden hiervon jeweils Untersplitts verwendet und zu einer Probe zusammengeführt, um genügend Ausgangsmaterial für das Abbauxperiment zu erhalten. Somit stand für jede Falltiefe ein Untersplitt zur Verfügung. Dieser wurde weiter in 24 Teile gesplittet, die in 200 ml Gefäße überführt und bei 3 °C im Dunkeln aufbewahrt wurden. Bei der Beprobung (Tab. 3.8) wurde jeweils ein Gefäß für Pigmentmessungen, Silikat (Machado, 1993), Trockengewicht und Carbonat (TP A1) und Alkenone (Thomsen, 1993) genommen.

Die Aufbereitung der Proben für die Pigmentmessung erfolgte wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben (zusätzlich Absorptionsspektren zwischen 350-800 nm).

Tab. 3.8: Zeitpunkte der Probennahme für das Abbauxperiment mit vergiftetem sedimentiertem Material der Kurzzeitverankerung OG 3A. Die vorletzte Spalte gibt die Zeit nach Beginn des Experimentes an.

Abbauxperiment	Datum	Tage	Falltiefe (m)
vergiftetes sedimentiertes Material (OG 3A)	06. Sep 90	0	100/500/1000/2000
	08. Okt 90	32	100/500/1000/2000
	09. Nov 90	64	100/500/1000/2000
	10. Dez 90	95	100/500/1000/2000
	13. Feb 91	160	100/500/1000/2000
	11. Apr 91	217	100/500/1000/2000

3.4.2 Veränderung der Pigmente durch Zooplankton

ANT X/6-Salpen

Während der Expedition ANT X/6 wurden Salpen im südlichen AZS mit einem RMT-Netz gefangen und in Seewasser überführt (Details s. Dubischar und Bathmann, 1997). Aus 3 cm großen Tieren wurde der Darm mit einem Skalpell herauspräpariert und das Material anschließend bei -30 °C eingefroren. Die Pigmentanalyse erfolgte wie unter 3.1.2 beschrieben (zusätzlich Absorptionsspektren zwischen 350-800 nm).

Barents-See Kontinentalhang: *in situ* Kotballen

Zooplanktonfänge wurden mit einem Ringnetz (500 µm) während der Expedition Meteor M17/1 im Bereich des Barents-See Kontinentalhanges auf der Station 373 und 375 durchgeführt (Tab. 3.9) und die Tiere sofort in 50 l Gefäße mit filtriertem Seewasser überführt. Eine Gaze (500 µm) sorgte für eine Trennung der großen Organismen von den heruntersinkenden Kotballen. Die Kotballen der Appendicularien und Euphausiaceen wurden durch Pipettieren vom Grund des Untersuchungsgefäßes aufgenommen, 3 mal in filtriertem Seewasser gespült und in flüssigem Stickstoff bis zum Ende der Expedition eingefroren. Danach wurden die Proben bei -30 °C aufbewahrt. Die Pigmentanalyse erfolgte wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben (zusätzlich Absorptionsspektren zwischen 350-800 nm).

Tab. 3.9: Stationen und durchschnittliche Größe der Kotballen verschiedener Zooplanktonarten aus *in situ* Fängen der M17/1 Expedition.

Station	Längengrad	Breitengrad	Tiere	Anzahl (N)	Breite (µm)	Länge (µm)
373	74°52. 5 'N	10°51. 7 'E	Appendicularien	100	240	720
375	75°11. 8 'N	12°29. 2 'E	Appendicularien	50	240	720
375	75°11. 8 'N	12°29. 2 'E	Euphausiaceen	Bruchstücke +	200-280	10
+ Bei den Euphausiaceen wurden Bruchstücke gesammelt, um die Länge (10 cm) zu erhalten						

Barents-See Kontinentalhang: Kotballen aus sedimentiertem Material

Aus dem Fallenmaterial der BI-2 (Abschnitt 3.2.2) wurden aus verschiedenen Fallentöpfen (Tab. 3.10) einzelne Kotballen der Zooplanktongruppen Appendicularien, Ostracoden und Euphausiaceen aussortiert, in filtriertem Seewasser (0.2 µm) gewaschen und bei -30 °C eingefroren. Bei den Appendicularien wurden zwei Größenklassen der Kotballen unterschieden: Appendicularien I mit 400 x 160 µm und Appendicularien II mit 720 x 240 µm (Tab. 3.10). Die Pigmentanalyse erfolgte wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben (zusätzlich Absorptionsspektren zwischen 350-800 nm).

Weitere Kotballen wurden für Rasterelektronenmikroskopie (REM) aufgearbeitet. Eine Testreihe mit Alkohol, H₂O₂ und H₂O dest. ergab nur unbefriedigende Ergebnisse für die Inhaltsbestimmung der Kotballen. Deshalb wurden die Kotballen mit einem Skalpell aufgetrennt, der

Inhalt auf einen GF/F-Filter verteilt, Stücke daraus auf REM-Objektträger aufgeklebt und mit einer Gold/Palladium Legierung bedampft. Die REM-Aufnahmen wurden im Geologisch-Paläontologischen Institut der CAU Kiel (Arbeitsgruppe Samtleben) durchgeführt.

Tab. 3.10: Anzahl und durchschnittliche Größe der Kotballen verschiedener Zooplanktongruppen aus den Sinkstoffen unterschiedlicher Falltiefen und Töpfe der BI-2-Verankerung, die für die Pigmentmessungen herangezogen wurden.

Appendicularien I	Topf (Nr.)	Datum	Anzahl	Breite (µm)	Länge (µm)
1840m	15	22.-29.Juni1991	150	160	400
1950m	18/19	13.-23.Juli1991	150	160	400
Appendicularien II	Topf (Nr.)	Datum	Anzahl	Breite (µm)	Länge (µm)
610m	15	22.-29.Juni1991	150	240	720
610m	18/19	13.-23.Juli1991	99	240	720
1840m	15	22.-29.Juni1991	150	240	720
1840m	18/19	13.-23.Juli1991	150	240	720
1950m	16	29.Juni-06.Juli1991	150	240	720
1950m	16	29.Juni-06.Juli1991	1384	160-240	400-720
1950m	18/19	13.-23.Juli1991	150	240	720
Ostracoden	Topf (Nr.)	Datum	Anzahl	Breite (µm)	Länge (µm)
1840m	15	22.-29.Juni1991	40	200-600*	400-800*
1840m	18/19	13.-23.Juli1991	40	200-600*	400-800*
1950m	8/9	04.-18.Mai1991	35	200-600*	400-800*
1950m	16	29.Juni-06.Juli1991	40	200-600*	400-800*
1950m	18/19	13.-23.Juli1991	40	200-600*	400-800*
Euphausiaceen	Topf (Nr.)	Datum	Anzahl	Breite (µm)	Länge (cm)
610m	15	22.-29.Juni1991	Bruchstücke +	200-280	20
610m	18/19	13.-23.Juli1991	Bruchstücke +	200-280	20
1840m	15	22.-29.Juni1991	Bruchstücke +	200-280	20
1840m	18/19	13.-23.Juli1991	Bruchstücke +	200-280	20
1950m	8/9	04.-18.Mai1991	Bruchstücke +	200-280	19
1950m	16	29.Juni-06.Juli1991	Bruchstücke +	200-280	20
1950m	18/19	13.-23.Juli1991	Bruchstücke +	200-280	20

* jeweils die Hälfte der Kotballen ist der einen oder anderen Größe zuzuordnen
+ Bei den Euphausiaceen wurden die Bruchstücke gesammelt, um die Länge (20 cm) zu erhalten

4. Ergebnisse

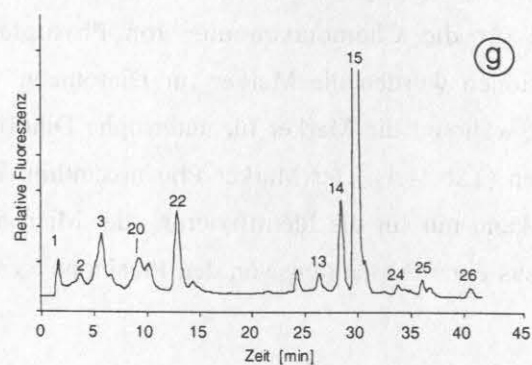
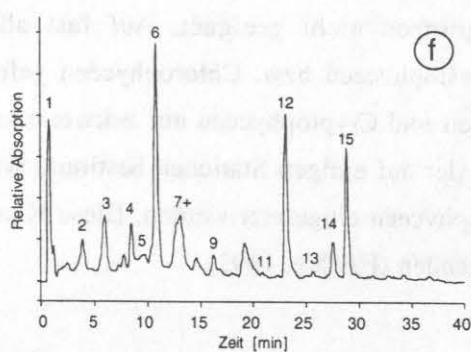
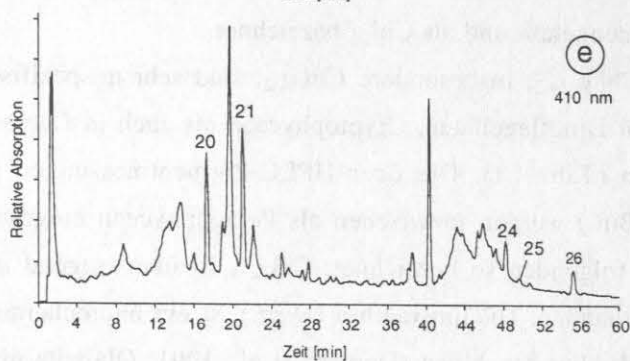
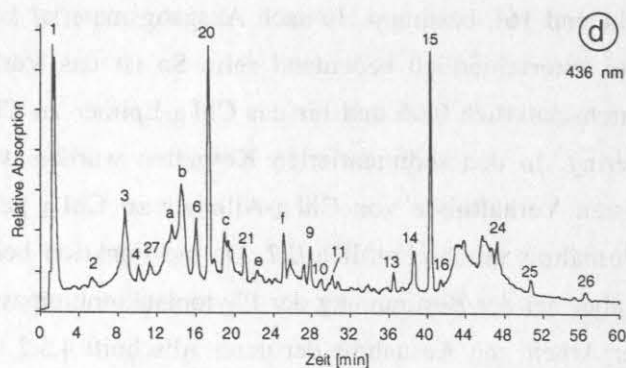
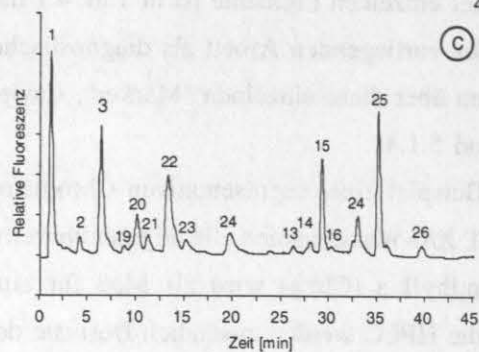
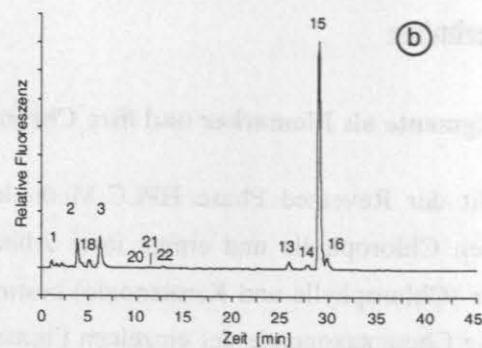
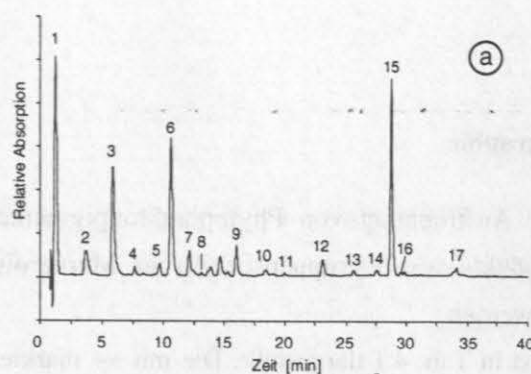
4.1. Pigmente als Biomarker und ihre Chromatographie

Mit der Reversed Phase HPLC-Methode zur Auftrennung von Phytoplanktonpigmenten können Chlorophylle und einige ihrer Abbauprodukte sowie gruppenspezifische Markerpigmente (Chlorophylle und Karotenoide) bestimmt werden.

Die Chemotaxonomie der einzelnen Pigmente ist in Tab. 4.1 dargestellt. Die mit ++ markierten Pigmente wurden in der vorliegenden Arbeit als diagnostische Markerpigmente verwendet. Eine ausführlich Diskussion über diese einzelnen "Marker", sowie die "Güte" dieser Marker erfolgt in Abschnitt 5.1.2 und 5.1.4.

Im folgenden soll am Beispiel eines repräsentativen Chromatogrammes (Abb. 4.1 a) für die zuerst beschriebenen ANT X/6-Wassersäulen die Pigmentverteilung bzw. Besonderheiten beschrieben werden. Chlorophyll a (Chl a) wird als Maß für eine vorhandene Phytoplankton Biomasse benutzt. Durch die HPLC werden zusätzlich Derivate des Chl a, das Allomer und z.T. auch das Epimer (Peak 14 und 16), bestimmt. Je nach Ausgangsmaterial können die Konzentrationen dieser Pigmente unterschiedlich bedeutend sein. So ist das Verhältnis von Chl a-Allomer zu Chl a mit durchschnittlich 0.06 und für das Chl a-Epimer zu Chl a mit ca. 0.04 in der Wassersäule sehr gering. In den sedimentierten Kotballen wurden dagegen mit durchschnittlich 0.5 die höchsten Verhältnisse von Chl a-Allomer zu Chl a gefunden. In Fallmaterial betrug dieses Verhältnis durchschnittlich 0.2. Da die Funktion beider Derivate nicht eindeutig geklärt ist, sie aber bei der Bestimmung der Phytoplanktonbiomasse mit zu bewerten sind, werden sie in dieser Arbeit, mit Ausnahme der unter Abschnitt 4.5.2 beschriebenen Versuche, zu Chl a zusammengefaßt und als Chl a bezeichnet.

Chlorophylle wie Chl c₁₊₂, insbesondere Chl c₂, sind sehr unspezifisch, da sie sowohl in Diatomeen, autotrophen Dinoflagellaten, Cryptophyceen als auch in Chrysophyceen und Prymnesiophyceen auftreten (Tab. 4.1). Die über HPLC-Pigmentmessungen gefundenen Chrysophyceen (Marker 19'-But.) werden inzwischen als Pelagophyceen eingestuft (Andersen *et al.*, 1993) und deshalb im folgenden so bezeichnet. Chl c₃ ist überwiegend in Prymnesiophyceen und Pelagophyceen vorhanden. Diadinoxanthin (Diad.) ist ein photochemisch schützendes Pigment im Xanthophyll-Zyklus der Algen (Demers *et al.*, 1991; Olaizola und Yamamoto, 1994) und für die Chemotaxonomie von Phytoplanktongruppen nicht geeignet. Auf fast allen Stationen wurden die Marker für Diatomeen, Prymnesiophyceen bzw. Chlorophyceen gefunden, während die Marker für autotrophe Dinoflagellaten und Cryptophyceen nur zeitweise auftraten (Tab. 4.1). Der Marker Prasinoxanthin (Prasi.), der auf einigen Stationen bestimmt wurde, kann nur für die Identifizierung der Micromonadophyceen eingesetzt werden. Diese Klasse ist aus einer Abspaltung von den Prasinophyceen entstanden (Fawley, 1992).



Bei der verwendeten Methode koeluierten die Marker Pigmente Lutein (Lut.) und Zeaxanthin (Zeax.; Peak 11), die jeweils hauptsächlich in Chlorophyceen bzw. Cyanophyceen und Prochlorophyceen vorhanden sind (Hager und Stransky, 1970a; Hooks *et al.*, 1988; Goericke und Repeta, 1992). Aufgrund der unterschiedlichen Absorptionscharakteristika von Lut. und Zeax. erlaubt die zeitgleiche Aufnahme von Absorptionsspektren während der Analyse durch einen Diodenarraydetektor jedoch eine Zuordnung zu den unterschiedlichen Algengruppen (Ondrusek *et al.*, 1991).

Da Chl *b* in allen Algen der Abteilung Chlorophyta auftritt und Lutein nicht immer als Marker für Chlorophyceae vorgefunden wurde (s. Abschnitt 5.2), konnte keine Unterscheidung zwischen den einzelnen Klassen der Micromonadophyceae, Prasinophyceae und Chlorophyceae durchgeführt werden. Deshalb werden in dieser Arbeit alle Chl *b*-tragenden Organismen als "grüne Algen" bezeichnet (s. ausführliche Diskussion in Abschnitt 5.2).

Hinter den UV-Vis Detektor war ein Fluoreszenz-Detektor geschaltet, für den repräsentative Chromatogramme in Abb. 4.1 b,c abgebildet sind. Mit diesem Detektor werden nur die fluoreszierenden Pigmente, also Chlorophylle, und die bekannten sowie unbekannten Abbauprodukte des Chlorophyll *a* detektiert. Auf die Relevanz dieser Pigmente zur Interpretation physiologischer Zustände des Phytoplanktons sowie als Freßdruckindikatoren wird hier ebenfalls nur kurz eingegangen; eine ausführliche Diskussion erfolgt in Abschnitt 5.1.4. Das Chlorophyllid *a* (Chlid *a*) (nur bei dem ANT X/6-Datensatz bestimmt) ist ein Indikator für Algenseneszenz (Barrett und Jeffrey, 1971; Jeffrey, 1974), ebenso wie Phaeophytin *a* (Phyt. *a*) und Pyropheophytin. *a* (Pyrophyt. *a*, Yentsch, 1965; Daley und Brown, 1973; Schoch *et al.*, 1981; Owens und Falkowski, 1982; Hallegraeff und Jeffrey, 1985). Phaeophorbid *a* (Phorb. *a*) und Pyropheophorbid. *a* (Pyrophorb. *a*) gelten als typische Indikatoren für Mesozooplankton Freßdruck (Barlow *et al.*, 1993a; Head und Harris, 1994). Peak 22 stellt vermutlich ein spezielles, durch Mikrozooplankton Freßdruck verursachtes Abbauprodukt des Chl *a* dar (Strom, 1993). Weitere Abbauprodukte werden als Phorb. 1-4 bezeichnet, da sie nicht weiter zugeordnet und damit auch nicht quantifiziert werden können. Daher wird in dieser Arbeit nicht weiter auf diese Pigmente eingegangen. Die in Abb. 4.1 a-c gezeigten Chromatogramme sind repräsentativ für alle gemessenen Wassersäulen in dieser Arbeit.

Für das Fallenmaterial der BI-2 Verankerung, Kotballen und Sedimente (Abb. 4.1 d) zeigen die repräsentativen Chromatogramme (Abb. 4.1 d bei 436 nm und Abb. 4.1 e für die Phaeopigmente) zusätzlich die Abbauprodukte der Karotenoide (Fucoxanthiol und Fuco.- und 19'-Hex.-Derivat) sowie die unbekannten Chl-ähnl. Pigmente 1-3 (s. Abschnitt 3.2.2 und 4.3.2).

Für die Messungen an dem Material der OG 3A-Verankerung, des Drifters OGTR-1990 und der Abbauprobe ist ein Chromatogramm in Abb. 4.1 f (Absorption) und Abb. 4.1 g (Fluoreszenz) dargestellt. Bei diesen Proben wird deutlich, daß 19'-Hex. nicht richtig quantifiziert werden kann, da es mit einem Phaeopigment koeluiert.

4.2. Feldstudie in der Antarktis: ANT X/6

4.2.1. Zeitliche Verteilung der Pigmente

Die Beprobung entlang des 6°W-Meridians begann am 13. Oktober 1992 mit dem Transekt (Tr.) 2. Wegen starker Sturmereignisse wurden auf Tr. 2/3 nur 5 Stationen beprobt (Abb. 3.1). Die gezeigten integrierten Pigmentkonzentrationen sollen einen Eindruck über die "Anfangskonzentrationen" in den einzelnen Regionen zu Beginn dieser Untersuchung geben. Um die Pigmententwicklung über die ganze Distanz von 47°S bis 60°S aufzuzeigen, wurden die Daten von Tr. 5 und 6 kombiniert, weil erneut schlechte Wetterbedingungen eine kontinuierliche Beprobung nicht zuließen (Stationen von Tr. 5 waren nördlich von 56°S und Tr. 6 begann von 55°S in südliche Richtung, Abb. 3.1). Tr. 11 stellt den einzigen von Süden nach Norden geführten Transekt dar.

Um die zeitliche Entwicklung der Phytoplanktonzusammensetzung aufzuzeigen, wurden die Wassersäulenwerte über 60 m integriert. Diese Tiefe wurde gewählt, da sie im Durchschnitt mit der winddurchmischten Schicht übereinstimmte, die im Bereich der PFr ca. 50 m und im südlichen AZS ca. 70 m mächtig war. (Veth *et al.*, 1997). Dadurch sollte eine Vergleichbarkeit der verschiedenen ozeanischen Regionen gewährleistet werden.

Zu Beginn der Untersuchung (Mitte Oktober) lagen die integrierten "Anfangs"-Konzentrationen von Chl *a* auf Tr. 2 bei 33 mg Chl *a* m⁻² in der PFr sowie bei 11 mg Chl *a* m⁻² im südlichen AZS und AWG (Abb. 4.2 a₁). Die Verteilung des Fuco. zeigte einen ähnlichen Verlauf wie Chl *a*, mit bis zu 12 mg Fuco. m⁻² in der PFr und 9.5 mg Fuco. m⁻² im südlichen AZS und AWG (Fig. 4.2 b₁). Die Werte von 19'-Hex. und 19'-But. nahmen ebenfalls Richtung Süden leicht ab (von 3.7 mg 19'-Hex. m⁻² auf 1.2 mg 19'-Hex. m⁻² und von 2 mg 19'-But. m⁻² auf 1 mg 19'-But. m⁻², Abb. 4.2 c₁, f₁). Chl *b* hatte etwas höhere Werte in der PFr (2.2 mg Chl *b* m⁻²) als Prasi. mit 0.5 mg m⁻² (Abb. 4.2 d₁, h₁). Für beide Pigmente blieben die Werte im südlichen AZS vergleichsweise hoch (1.2 mg Chl *b* m⁻²; 0.15 mg Prasi. m⁻²). Peri. hatte im Bereich der PFr die höchsten Werte (1.5 mg m⁻², Abb. 4.2 e₁). Allo. zeigte mit Werten von 2.2 bis 3 mg Allo. m⁻² kaum Unterschiede in den verschiedenen Regionen während Tr. 2/3 (Abb. 4.2 g₁).

12 Tage später, auf Tr. 5 und 6, waren die Werte von Chl *a* in der PFr auf 37 mg Chl *a* m⁻² angestiegen, während sie im südlichen AZS und im AWG kaum zunahm (13 mg Chl *a* m⁻²). Die höchsten Werte lagen hier bei 16 mg Chl *a* m⁻² (Abb. 4.2 a₂). Dies spiegelte sich auch in den Markerpigmenten wider, wo Fuco. 17 mg Fuco. m⁻² in der PFr erreichte, südlich davon sofort auf 2.8 mg Fuco. m⁻² abfiel und dann nach Süden leicht zunahm (Abb. 4.2 b₂). 19'-Hex. fiel von 5.1 mg 19'-Hex. m⁻² in der PFr auf 1.5 mg 19'-Hex. m⁻² in südliche Richtung.

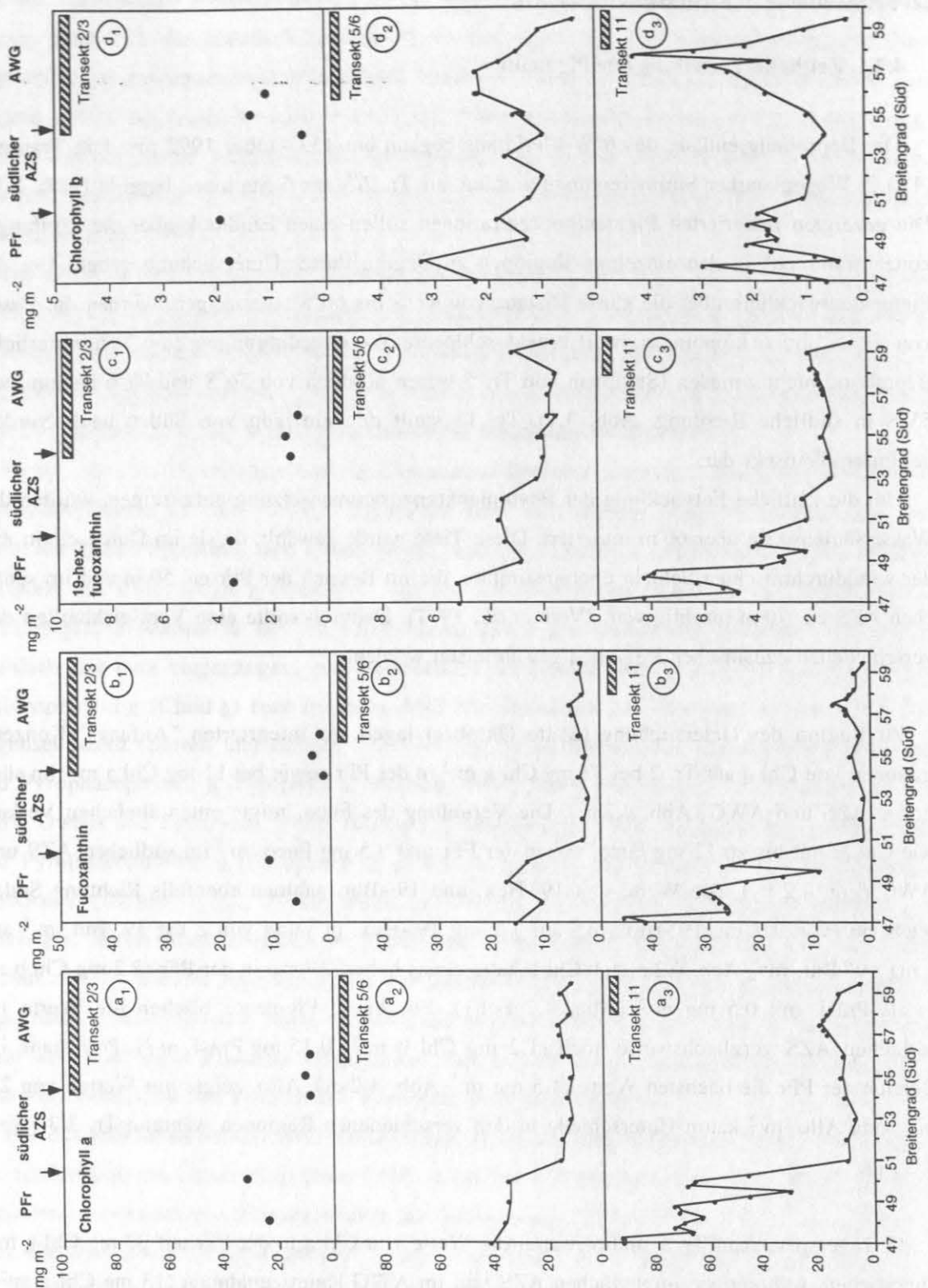


Abb. 4.2 a₁-d₃: Integrierte Konzentrationen (60 m) verschiedener Markerpigmente (Chl a, Fucoxanthin, 19-Hex, Chl b) für Transekt 2 und 3 (56°S - 48°S), Transekt 5 und 6 (59°30'S - 47°S) und Transekt 11 (59°30'S - 47°S), alle bei 6°W. Die drei Hauptwassermassen: PFr, südlicher AZS und AWB mit dem Weddell Wirbel sind am oberen Abbildungsrand jeweils durch Pfeile gekennzeichnet. Die gestreiften Balken zeigen die durchschnittliche Position der Eisgrenze.

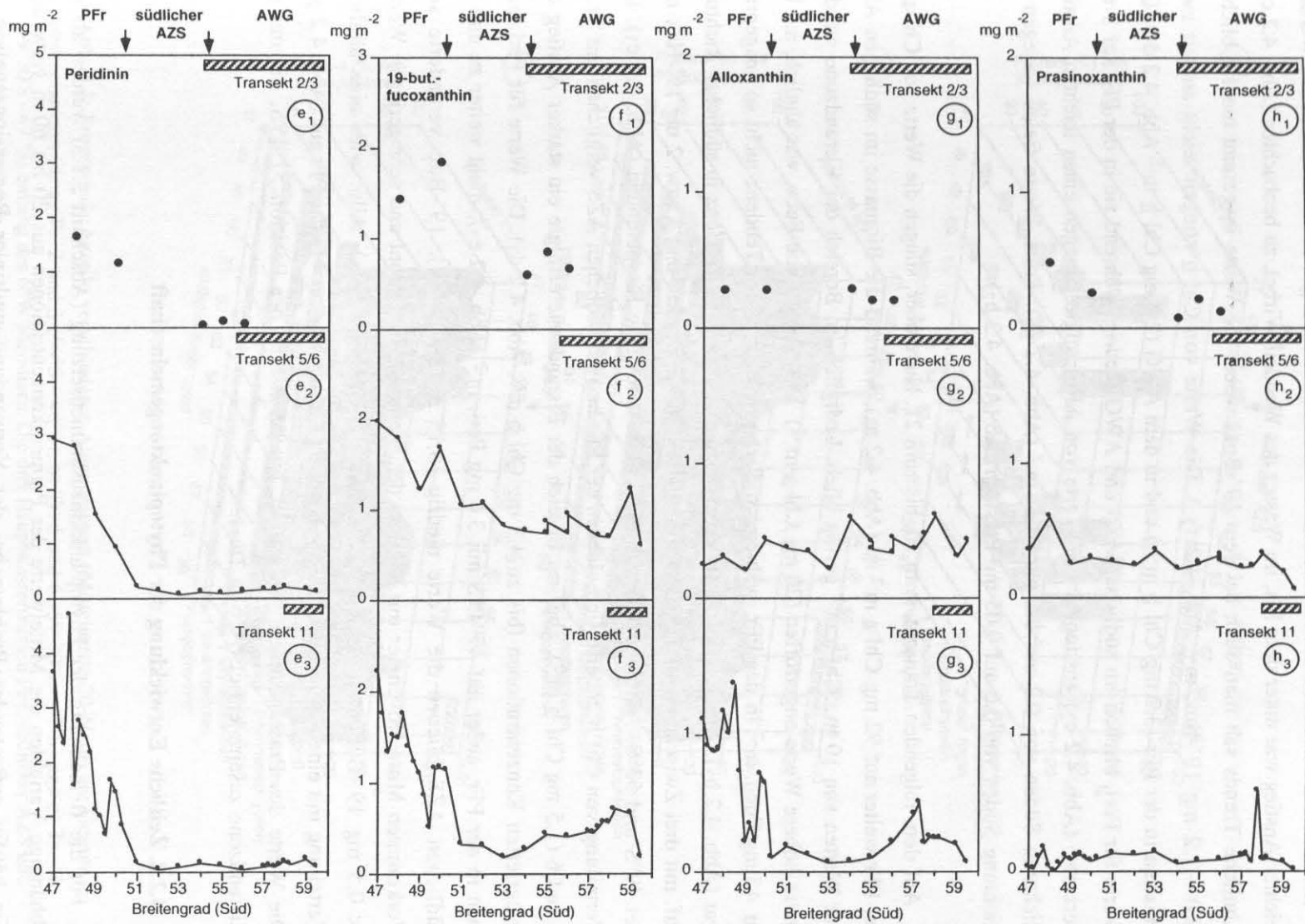


Abb. 4.2: Wie Abb. 4.2 für die Markerpigmenten: e) Peridinin, f) 19-But-, g) Alloxanthin und h) Prasinoxanthin.

Ein Zwischenmaximum trat direkt südlich der PFr mit $3.5 \text{ mg } 19'\text{-Hex. m}^{-2}$ auf. Ein weiterer leichter Anstieg war unter dem Eis, im Wasser des Weddell Wirbel, zu beobachten (Abb. 4.2 c₂). Ähnliche Trends sah man auch bei dem $19'\text{-But.}$, wobei die Werte insgesamt niedrig blieben ($2.0 - 1.2 \text{ mg } 19'\text{-But. m}^{-2}$, Abb. 4.2 f₂). Die Werte von Chl b stiegen leicht an mit zwei Maxima in der PFr ($3.2 \text{ mg Chl b m}^{-2}$) und in dem AWG ($2.2 \text{ mg Chl b m}^{-2}$, Abb. 4.2 d₂). Die Werte für Peri. blieben im südlichen AZS und AWG niedrig, während sie in der PFr auf $3 \text{ mg Peri. m}^{-2}$ (Abb. 4.2 e₂) anstiegen. Die Werte von Allo. zeigte dagegen einen leichten Anstieg Richtung Süden von 0.2 auf $0.6 \text{ mg Allo. m}^{-2}$ (Abb. 4.2 g₂). Prasi.-Werte fielen dagegen in Richtung Süden von 0.6 auf $0.05 \text{ mg Prasi. m}^{-2}$ ab (Abb. 4.2 h₂).

Auf dem folgenden Transekt, vom 10. bis zum 21. November, stiegen die Werte von Chl a in der PFr weiter auf $92 \text{ mg Chl a m}^{-2}$ an (Abb. 4.2 a₃), während die Biomasse im südlichen AZS mit Werten von $10 \text{ mg Chl a m}^{-2}$ gering blieb. Lediglich im Bereich der Eisrandzone wurden etwas höhere Werte angetroffen ($20 \text{ mg Chl a m}^{-2}$). Der Verlauf von Fuco. war ähnlich, mit bis zu $45 \text{ mg Fuco. m}^{-2}$ in der PFr, während südlich von 58°S diese Tendenz nicht so ausgeprägt war (Abb. 4.2 b₃). Die Werte von $19'\text{-Hex.}$ wiesen abnehmende Tendenz in südlicher Richtung auf, mit drei Zwischenmaxima von $8 \text{ mg } 19'\text{-Hex. m}^{-2}$ in der PFr und 4 bzw. $2 \text{ mg } 19'\text{-Hex. m}^{-2}$ bei 49°S und 53°S . Ähnliche Werte wurden auch unter dem Eis gefunden (Abb. 4.2 c₃). Die Verteilung von Chl b änderte sich nicht in der PFr und im südlichen AZS verglichen mit Tr. 2, 5 und 6 ($1.5 \text{ mg Chl b m}^{-2}$), aber im Bereich der Eisrandzone erfolgte ein starker Anstieg der integrierten Konzentrationen (bis zu $4.3 \text{ mg Chl b m}^{-2}$, Abb. 4.2 d₃). Die Werte für Peri. nahmen in der PFr, außer auf $47^\circ45'\text{S}$ mit $3.6 \text{ mg Peri. m}^{-2}$ (Abb. 4.2 e₃), nicht weiter zu und im südlichen AZS blieben die Werte niedrig ($0.15 \text{ mg Peri. m}^{-2}$). $19'\text{-But.}$ veränderte sein Vorkommen Mitte November mit Maxima der Werte an jeder Front und sehr geringen Werten ($< 0.5 \text{ mg } 19'\text{-But. m}^{-2}$) zwischen 51°S und 57°S (Abb. 4.2 f₃). Allo. wies eine ähnliche Verteilung mit einem starken Anstieg von bis zu $1.2 \text{ mg Allo. m}^{-2}$ in der PFr auf (Abb. 4.2 g₃). Die Werte des Prasi. nahmen generell ab, mit Ausnahme der Position $57^\circ45'\text{S}$, die mit der Eisrandzone zusammenfiel (Abb. 4.2 h₃).

4.2.2. Zeitliche Entwicklung der Phytoplanktongemeinschaft

Für die Berechnung der Phytoplanktonzusammensetzung (Abschnitt 3.1.3) wurden als unabhängige Variablen die Mittelwerte der Pigmentkonzentrationen aus 20 bis 60 m verwendet. Ein häufig auftretendes Problem bei der Verwendung multipler Regressionsanalyse zur Schätzung der Umrechnungsfaktoren gemäß Gleichung (Gl.) 1 (vergl. Abschnitt 3.1.3) besteht darin, daß negative Umrechnungsfaktoren resultieren, was jedoch in Bezug auf das angenommene Modell unsinnig ist, da jedes spezifische Markerpigment zu dem gemessenen Chl a beiträgt. Ursache dafür ist meistens eine negative Korrelation zwischen einzelnen Pigmentkonzentrationen und der Chl a-Konzentration. Um diesen Effekt auszuschließen, wurde mit

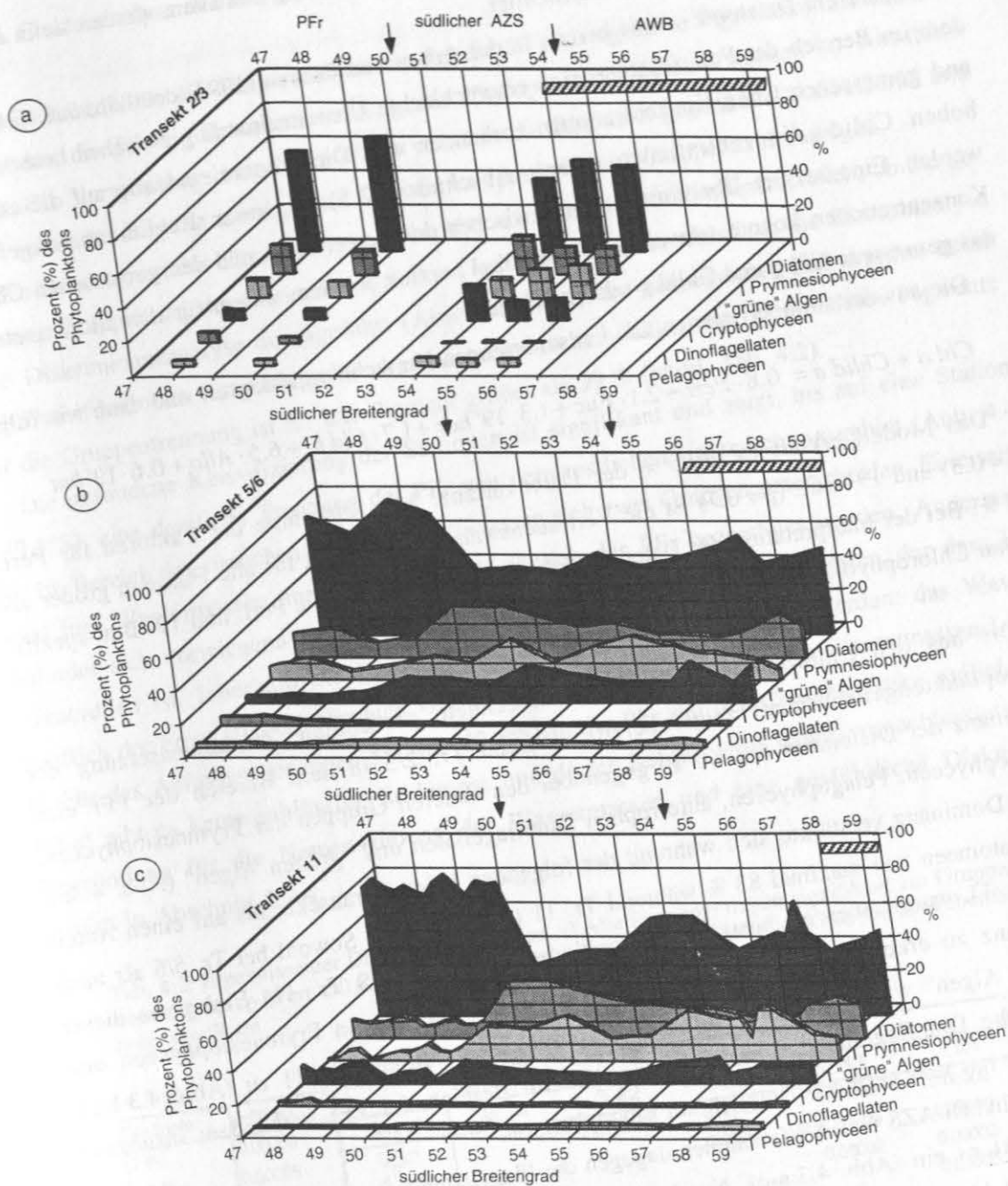


Abb. 4.3: Prozentuale Anteile verschiedener Algengruppen (Mittelwerte 20-60 m) am Gesamtphytoplankton für a) Tr. 2 und 3 (56°S - 48°S), b) Tr. 5 und 6 (59°30'S - 47°S) und c) Tr. 11 (59°30'S - 47°S) entlang des 6°W Meridians. Die drei Hauptwassermassen PFR, südlicher AZS und AWB mit dem Weddell Wirbel sind am oberen Bildrand durch die Pfeile schematisch eingezeichnet. Die gestreiften Balken zeigen die durchschnittliche Position der Eisgrenze an.

Hilfe einer Korrelationsmatrix überprüft, ob Markerpigmente eine negative Korrelation mit Chl *a* aufweisen. In dem vorliegenden Datensatz wurde für Prasi. eine negative Korrelation mit Chl *a* festgestellt. Deshalb wurde dieses Pigment bei der Berechnung der Umrechnungsfaktoren

nicht berücksichtigt. Da Algen, die Prasi. besitzen, auch Chl *b* enthalten, werden sie in der Anzahl der "grünen Algen" mit berücksichtigt.

Bei diesem Datensatz wurde bereits in der Arbeit von Peeken (1997) deutlich, daß insbesondere im Bereich der Polarfrontenregion eine schlechte Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Chl *a*-Konzentrationen vorhanden war. Dies konnte eindeutig auf die extrem hohen Chl *a*-Konzentrationen (vergl. Abschnitt 4.2.5) in dieser Region zurückgeführt werden. Eine bessere Übereinstimmung zwischen den berechneten und den gemessenen Chl *a*-Konzentrationen konnte, abweichend von Gl. 1, erzielt werden, indem für den Biomasseterm das gemessene Chl *a* und Chl *a* addiert wurden.

Die aus der so modifizierten Gl. 1 resultierenden Umrechnungsfaktoren sind dann wie folgt:

$$\text{Chl } a + \text{Chl } a = 0.8 \cdot \text{Peri} + 2.1 \cdot \text{Fuc} + 1.3 \cdot 19' \text{ hex} + 1.7 \cdot \text{Chl } b + 6.5 \cdot \text{Allo} + 0.6 \cdot 19' \text{ but}$$

Das Modell erklärt ca. 99.5 % der Datenvarianz. Mit Ausnahme der Faktoren für Peri. ($p=0.3$) und 19'-But. ($p=0.7$) ist die Vertrauenswahrscheinlichkeit für alle Faktoren größer als 95 %. Bei der Interpretation der Daten ist daher zu beachten, daß die Peri. und 19'-But.-spezifischen Chlorophyll-Äquivalente stark fehlerbehaftet sind.

Die aus den Chlorophyll-Äquivalenten berechnete prozentuale Zusammensetzung der Phytoplanktongemeinschaft zeigte bereits während Tr. 2/3 in dem Bereich der PFr eine Dominanz der Diatomeen (ca. 60 %) gegenüber den anderen Gruppen der Prymnesiophyceen, Cryptophyceen, Pelagophyceen, autotrophen Dinoflagellaten und "grünen Algen" (Abb. 4.3a). Diese Dominanz verstärkte sich während der folgenden beiden Transekte bis auf einen Anteil der Diatomeen von maximal 83 % während Tr. 11 (Abb. 4.3 b,c). Sowohl bei Tr. 5/6 als auch bei Tr. 11 waren aber an bestimmten Positionen (z.B. 48.50°S Tr. 11) Einbrüche dieser Dominanz zu erkennen. An diesen Stationen nahm der Anteil von Prymnesiophyceen und "grünen Algen" während Tr 5/6 und von Cryptophyceen während Tr. 11 zu (Abb. 4.3 b,c). Autotrophe Dinoflagellaten waren hauptsächlich im Bereich der PFr vorhanden; insgesamt allerdings mit sehr geringen Anteilen am Phytoplankton.

Im südlichen AZS und AWG nahmen dagegen die Flagellaten fast überall mehr als 50 % des Phytoplanktons ein (Abb. 4.3 a-c). Nur bei 54°S und 57°S erreichten die Diatomeen während Tr. 5/6 und 11 einen Anteil von > 50 % (Abb. 4.3 b,d). Die Prymnesiophyceen zeigten südlich der PFr die höchsten Anteile am Phytoplankton (auf allen drei Transekten). Eine weitere Zunahme wurde dann nur noch südlich von 58°S beobachtet. Das Verteilungsmuster der "grünen Algen" war prinzipiell invers zu dem der Diatomeen (Abb. 4.3 a-c). Die stärkste Schwankung wurde dabei im Bereich der AZS-Weddell-Wirbel-Front beobachtet. Eine deutliche Abnahme der Cryptophyceen wurde im Bereich des südlichen AZS bei Tr. 11 beobachtet, während die Pelagophyceen kaum eine Veränderung in der prozentualen Zusammensetzung während der gesamten Untersuchung zeigten (Abb. 4.3 a-c).

4.2.3. Clusteranalyse der Phytoplanktonpigmentkonzentrationen

Als Datenbasis für die Clusteranalyse wurden die 60 m-integrierten Pigmentkonzentrationen verwendet, die für die Zusammensetzung des Phytoplankton benutzt wurden (s. Abschnitt 4.2.2). Die Verwendung integrierter Werte verstärkt die Resistenz gegenüber "Ausreißern" und wirkt somit der Bildung einer großen (schwer interpretierbaren) Gruppenzahl entgegen.

Das Dendrogramm der Clusteranalyse ist in Abb. 4.4 a dargestellt. Um festzustellen, ob die gefundene Gruppierung der Stationen signifikant war, wurde im Anschluß an die Clusteranalyse eine Diskriminanzanalyse durchgeführt (Abschnitt 3.1.4). Im vorliegenden Fall wurden keine Fehlklassifikationen festgestellt. Die Vertrauenswahrscheinlichkeit der verwendeten Pigmente für die Gruppentrennung ist für alle Pigment größer als 99 % (vergl. Tab. 4.2).

Die gefundene Klassifizierung der Stationen ist signifikant und zeigt, bis auf eine Station (49.5°S), eine deutliche Trennung der PFr von dem restlichen Untersuchungsgebiet (Abb. 4.4 b). Im Bereich des südlichen AZS und AWG lassen sich zwei Gruppen unterscheiden. Einerseits sind hier Wassermassen anzutreffen, die als südlich der PFr bezeichnet werden. Andererseits befindet sich vorwiegend südlich, zwischen 56 bis 58°S, ein weiterer Cluster, der dem Eis zuzuordnen ist. Innerhalb der PFr können drei Gruppen unterschieden werden: das Wasser nördlich der Front (II), der "Fronten"-Jet (I) und das Mischwasser aus den Wassermassen I und II. Für das Auftreten der einen Station (49.5°S) in der PFr mit den Charakteristika südlich der Front gibt es keine schlüssige Erklärung, und dieser Befund wird daher vernachlässigt. Die Begründung für die Namensgebung der Wassermassen und eine ausführliche Diskussion erfolgt in Abschnitt 5.2.4.

Tab. 4.2: Ergebnisse der Diskriminanzanalyse. a) Alle Pigmente tragen signifikant zur Gruppentrennung bei (p -Wert < 0.01). b) Die Trennungen der fünf resultierenden Gruppen sind ebenfalls hochsignifikant.

4.1 a)		4.1 b)					
Variable	p-Wert	Gruppe	p-Werte				
Peri.	0.00058	G_1:1	G_1:1	G_2:2	G_3:3	G_4:4	G_5:5
19-But	0.00025	G_1:1	—	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
Fuco.	0.00007	G_2:2		—	0.00000	0.00000	0.00000
19-Hex.	0.00000	G_3:3			—	0.00002	0.00000
Allo.	0.00320	G_4:4				—	0.00000
Chl <i>b</i>	0.00000	G_5:5					—

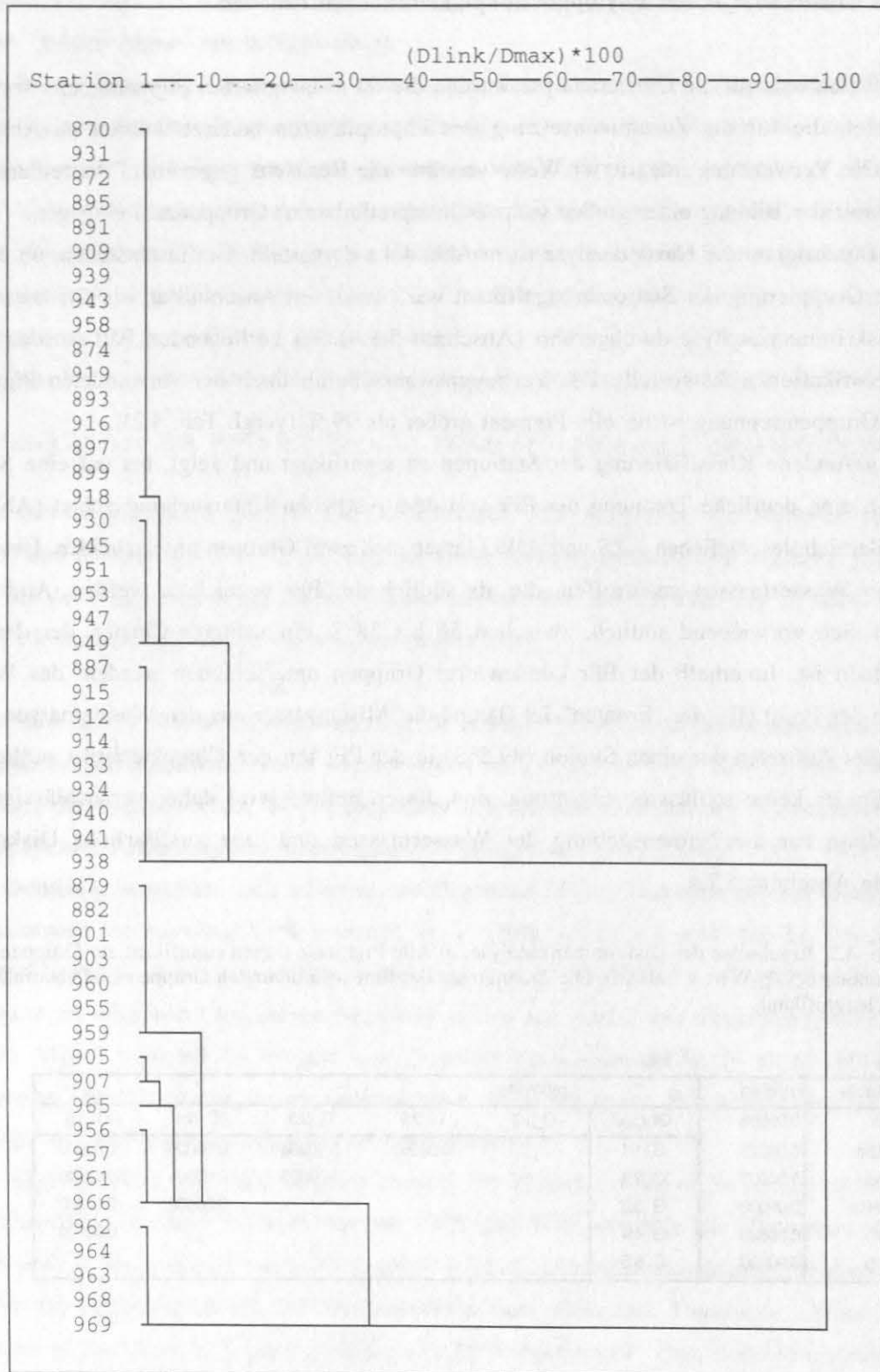
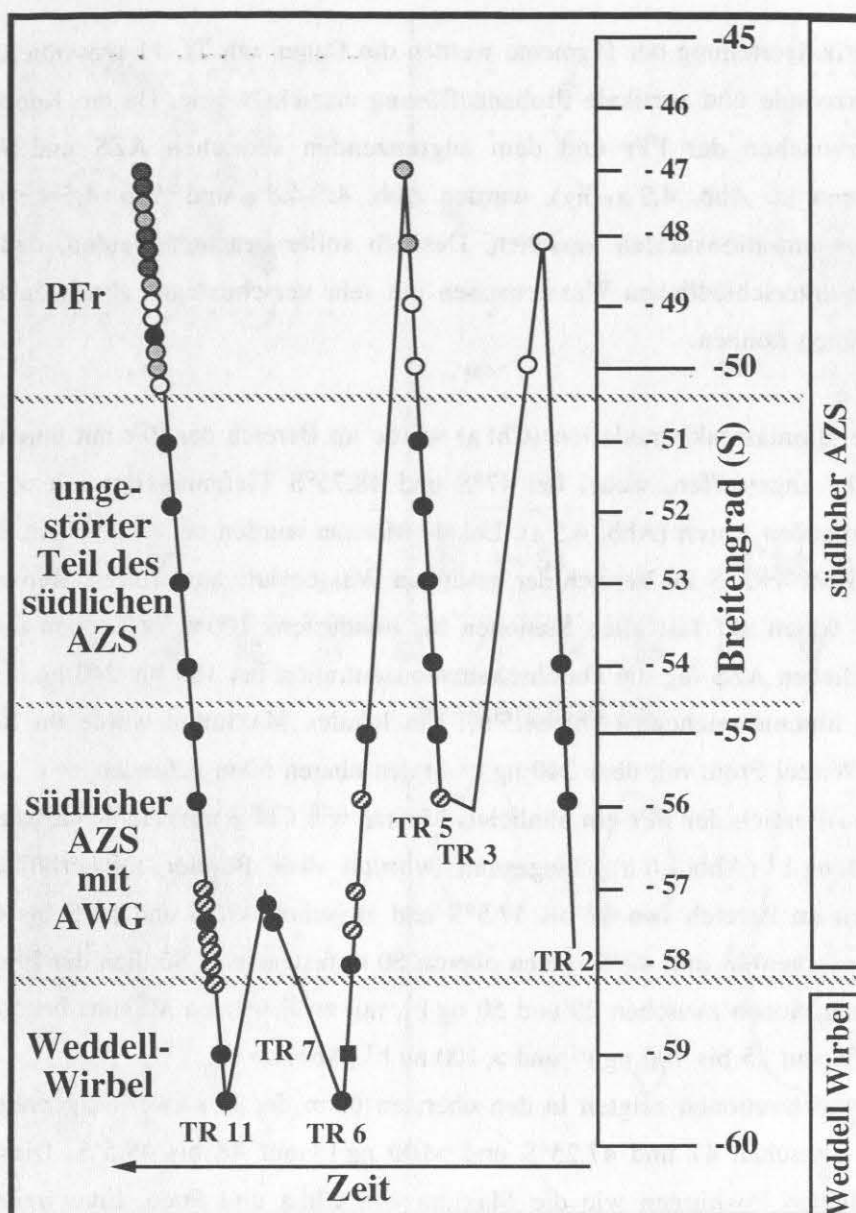


Abb. 4.4: Ergebnisse der Clusteranalysen. a) Dendrogramm der Clusteranalyse für den Pigmentdatensatz der ANT-X/6 Expedition. Horizontale Achse zeigt relative Distanz der Gruppen an.



- | | |
|---|---|
| ● | (I) "Fronten"-Jet |
| ○ | (II) Wasser nördlich der Front |
| ◐ | (III) "Mischwasser" aus I und II |
| ● | (IV) Wasser südlich der Front |
| ◑ | (V) Wasser südlich der Front, Eis beeinflusst |

Abb. 4.4: Ergebnisse der Clusteranalysen. b) Zuordnung der Ergebnisse der Clusteranalysen für alle der ANTIX/6-Expedition analysierten Wasserproben. Die unterschiedlichen Symbole zeigen die Zuordnung zu den verschiedenen Clustergruppen.

4.2.4 Vertikalverteilung ausgewählter Pigmente

Für die Vertikalverteilung der Pigmente werden die Daten von Tr. 11 präsentiert, weil dort die größte horizontale und vertikale Probenauflösung erreicht wurde. Da die Konzentrationsunterschiede zwischen der PFr und dem angrenzenden südlichen AZS und AWG sehr ausgeprägt waren (s. Abb. 4.2 a₁-h₃), wurden Abb. 4.5-4.8 a und Abb. 4.5-4.8 b mit verschiedenen Konzentrationsskalen versehen. Deshalb sollte beachtet werden, daß Pigmentmaxima in den unterschiedlichen Wassermassen mit sehr verschiedenen absoluten Konzentrationen einhergehen können.

Die höchste Biomasseakkumulation (Chl a) wurde im Bereich der PFr mit durchschnittlich über 1000 ng l⁻¹ angetroffen, wobei bei 47°S und 48.75°S Tiefenmaxima mit > 1750 bzw. 1250 ng l⁻¹ vorhanden waren (Abb. 4.5 a). Lokale Minima wurden bei 48.25°S im Bereich der Oberfläche und bei 49.5°S im Bereich der gesamten Wassersäule angetroffen. Konzentrationen von 250 ng l⁻¹ waren auf fast allen Stationen bis mindestens 100 m (z.T. auch tiefer) anzutreffen. Im südlichen AZS lag die Durchschnittskonzentration bei 160 bis 240 ng l⁻¹, ebenfalls bis auf 100 m hinunterreichend (Abb. 4.5 b). Ein lokales Maximum wurde im Bereich der AZS-Weddell-Wirbel Front mit über 240 ng l⁻¹ in den oberen 60 m gefunden.

Fuco. hat im Bereich der PFr ein ähnliches Muster wie Chl a mit Tiefenmaxima von über 900 bzw. 700 ng l⁻¹ (Abb. 4.6 a). Insgesamt wurden drei Bänder mit erhöhten Fuco.-Konzentrationen im Bereich von 47 bis 47.5°S und zwischen 49.75 und 50°S bis 100 m und tiefer, sowie zwischen 48 und 49°S in den oberen 60 m festgestellt. Südlich der PFr bewegten sich die Konzentrationen zwischen 20 und 50 ng l⁻¹, mit zwei lokalen Maxima bei 54 bis 55°S, sowie bei 57.5°S mit 75 bis 100 ng l⁻¹ und > 100 ng l⁻¹ (Abb. 4.6 b).

19'-Hex.-Konzentrationen zeigten in den obersten 60 m der PFr zwei ausgeprägte Maxima mit 150 ng l⁻¹ zwischen 47 und 47.25°S und >100 ng l⁻¹ auf 48 bis 48.5°S. Diese Maxima lagen auf ähnlichen Positionen wie die Maxima von Chl a und Fuco. Eine weitere leichte Erhöhung wurde bei 49.75°S an der Oberfläche, sowie bei 52°S und 53°S, jeweils in einer Tiefe von 100 m, mit ca. 30 ng l⁻¹ festgestellt (Abb. 4.7 a,b). Im restlichen Teil des südlichen AZS lagen die Konzentrationen zwischen 10 und 20 ng l⁻¹; außer im Bereich des AZS-Weddell-Wirbels, wo die Konzentrationen auf über 30 ng l⁻¹ anstiegen. Dieser Anstieg dehnte sich bis 59°S aus.

Die Chl b-Konzentrationen zeigten dagegen über den ganzen Transekt eine homogene Verteilung mit durchschnittlich 10 bis 20 ng l⁻¹ (Abb. 4.8 a,b). Darüber hinaus traten lokale Maxima im Bereich der PFr bei 47.75°S an der Oberfläche und bei 48.75°S in 50 m mit >40 ng l⁻¹ auf. Bei 48°S wurde dagegen ein lokales Minimum < 10 ng l⁻¹ gefunden. Weiter südlich waren Tiefenmaxima bei 52°S und 53°S mit 20 bis 30 ng l⁻¹ ausgebildet. Südlich von 56°S lagen die Konzentrationen des Chl b über 30 ng l⁻¹, mit lokalen Maxima von 50 bis 60 ng l⁻¹ bei 57°S und 58°S.

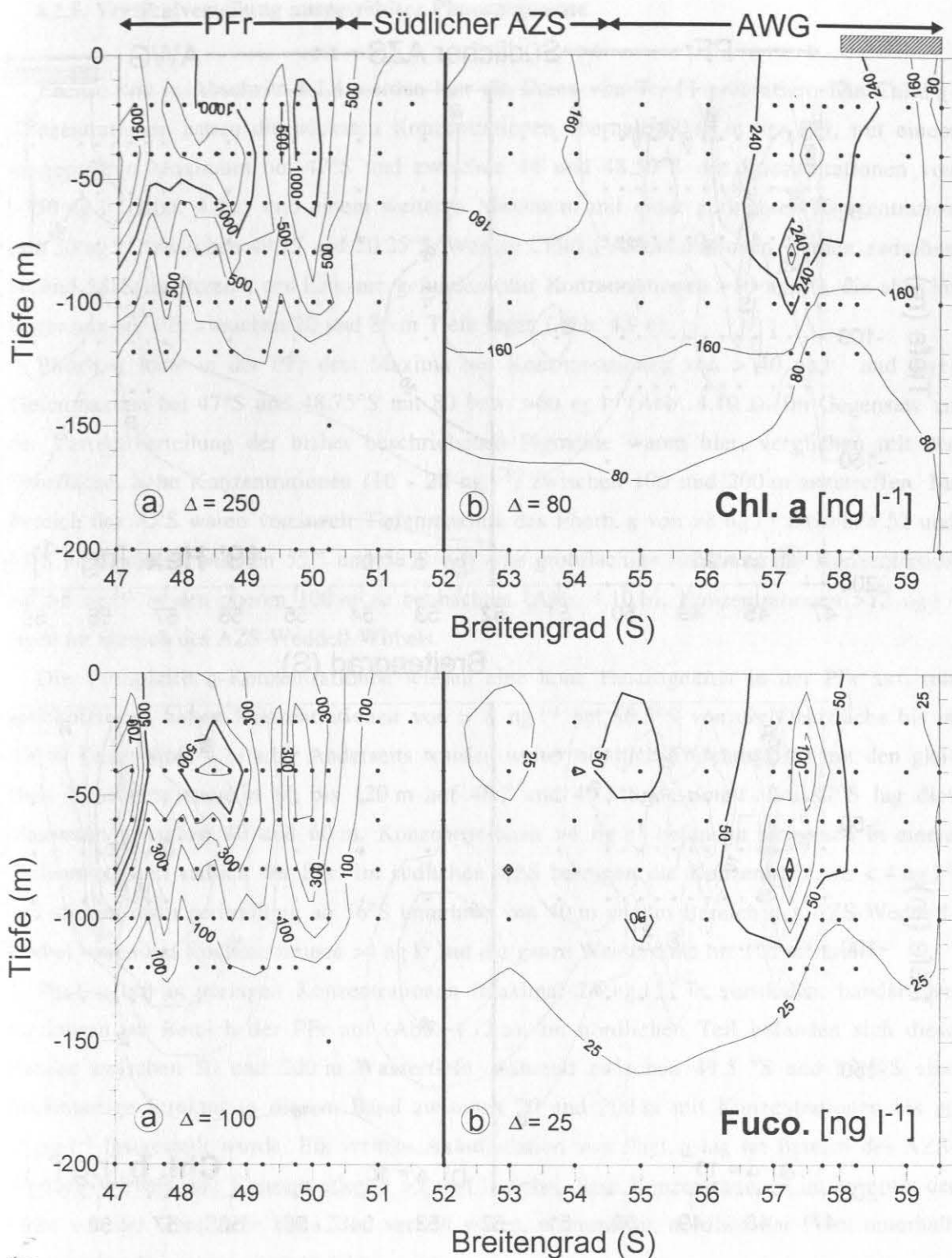


Abb. 4.5): (oben) Chl. a Isolinien von Transekt 11 der ANTX/6-Expedition. a) im Bereich der PFr und b) dem südlichen AZS, sowie AWB einschließlich des Weddell-Wirbel.

Abb. 4.6): (unten) Wie 4.5 für das Pigment Fucoanthin

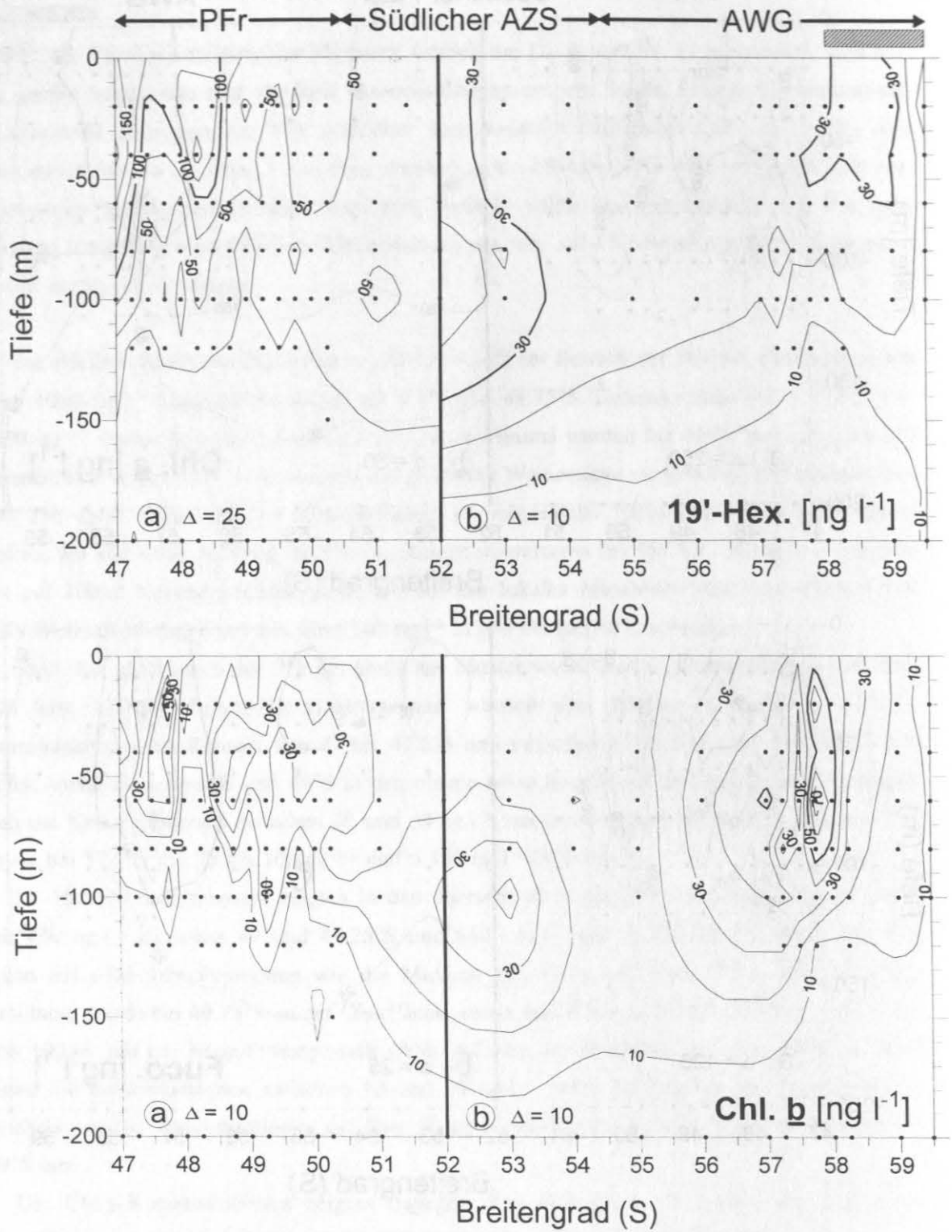


Abb. 4.7) (oben) Wie 4.5 für das Pigment 19'-hex.

Abb. 4.8) (unten) Wie 4.5 für das Pigment Chl. b

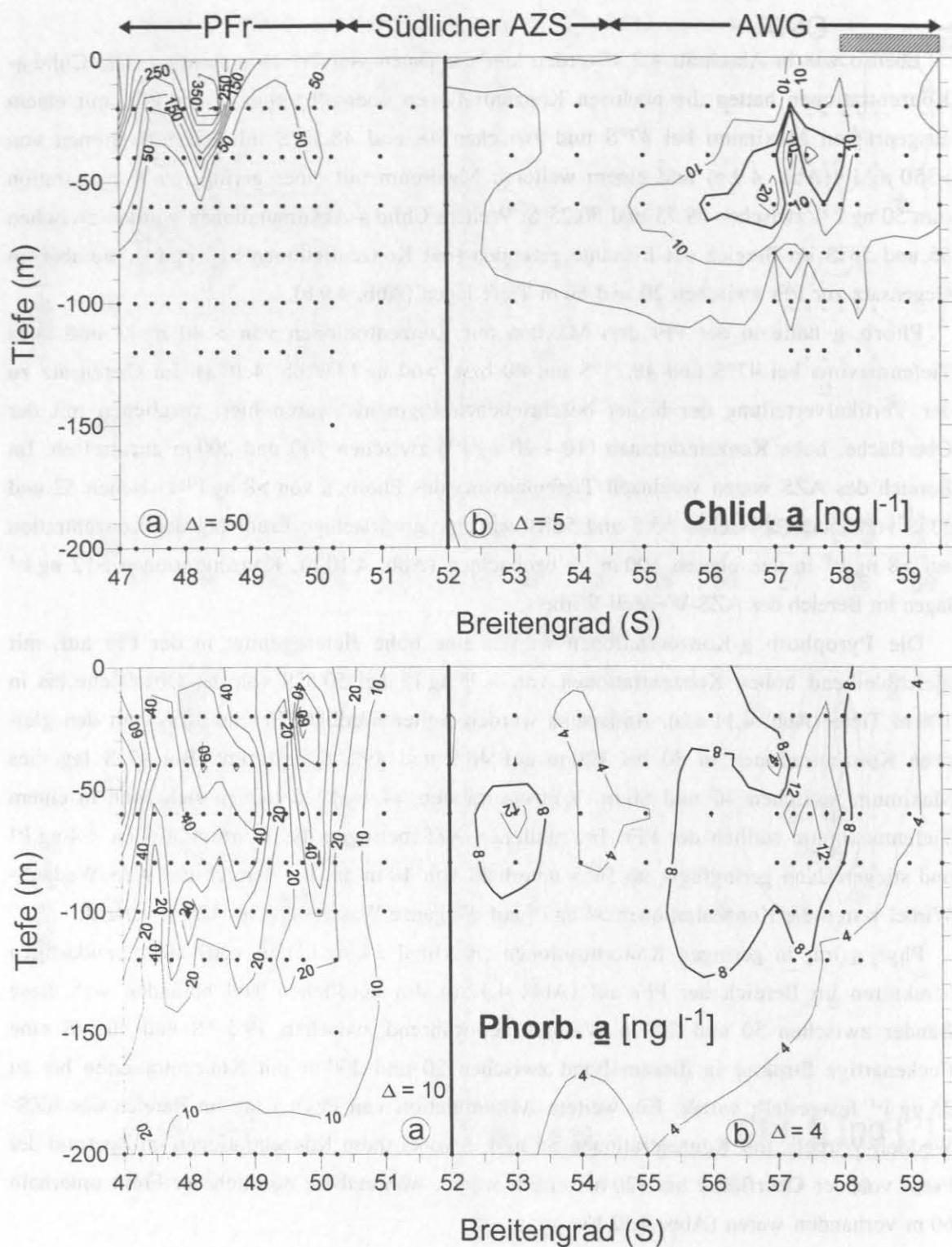
4.2.5. Vertikalverteilung ausgewählter Phaeopigmente

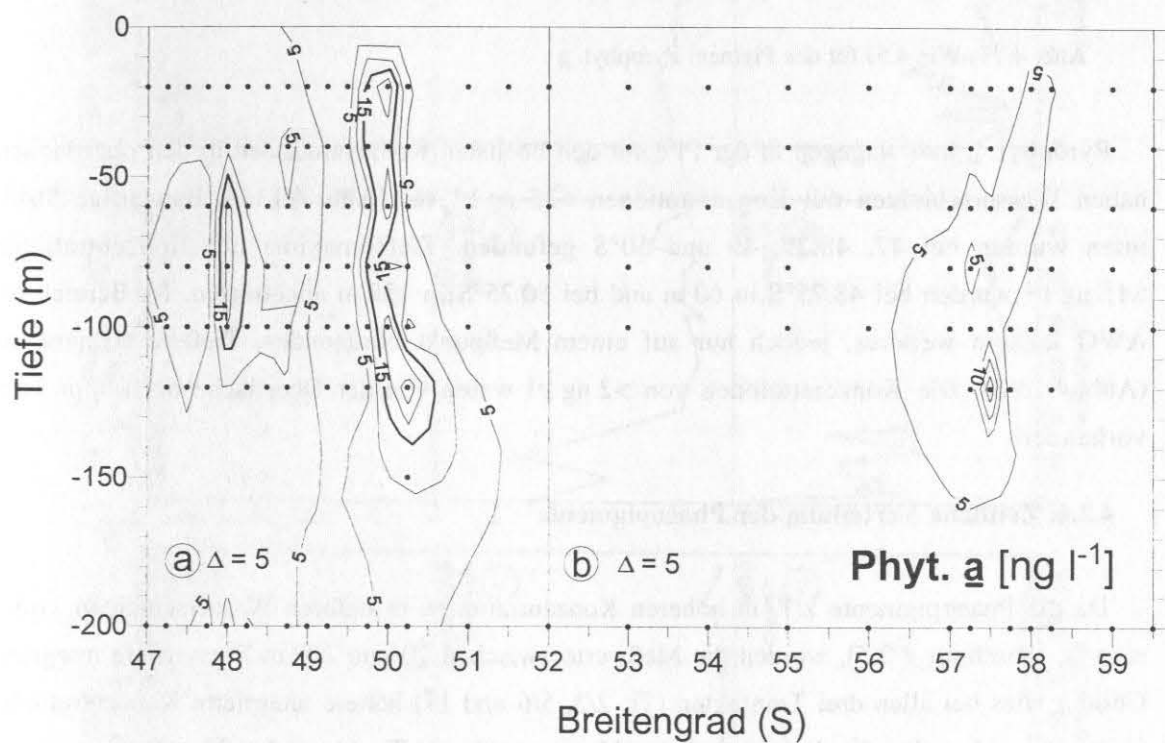
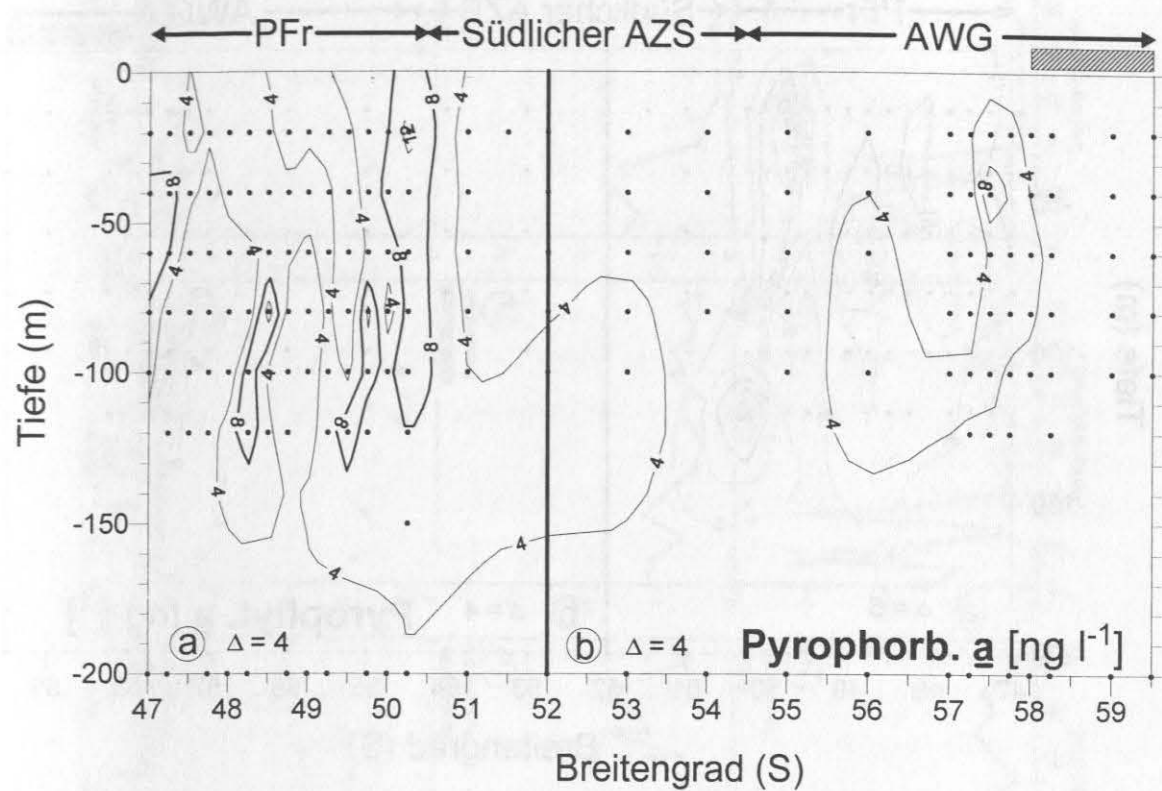
Ebenso wie in Abschnitt 4.2.4 werden hier die Daten von Tr. 11 präsentiert. Die Chlid a-Konzentrationen hatten die höchsten Konzentrationen oberhalb 60 m in der PFr, mit einem ausgeprägten Maximum bei 47°S und zwischen 48 und 48.50°S mit Konzentrationen von $>350 \text{ ng l}^{-1}$ (Abb. 4.9 a) und einem weiteren Maximum mit einer geringeren Konzentration (um 50 ng l^{-1}) zwischen 49.75 und 50.25°S. Weitere Chlid a-Akkumulationen wurden zwischen 56 und 58°S im Bereich der Eiskante gefunden (mit Konzentrationen $>10 \text{ ng l}^{-1}$), die aber im Gegensatz zur PFr zwischen 20 und 80 m Tiefe lagen (Abb. 4.9 b).

Phorb. a hatte in der PFr drei Maxima mit Konzentrationen von $>40 \text{ ng l}^{-1}$ und zwei Tiefenmaxima bei 47°S und 48.75°S mit 80 bzw. $>60 \text{ ng l}^{-1}$ (Abb. 4.10 a). Im Gegensatz zu der Vertikalverteilung der bisher beschriebenen Pigmente waren hier, verglichen mit der Oberfläche, hohe Konzentrationen ($10 - 20 \text{ ng l}^{-1}$) zwischen 100 und 200 m anzutreffen. Im Bereich des AZS waren vereinzelt Tiefenmaxima des Phorb. a von $>8 \text{ ng l}^{-1}$ zwischen 52 und 53°S vorhanden. Zwischen 55.5 und 58°S war eine großflächige Erhöhung der Konzentration auf $>8 \text{ ng l}^{-1}$ in den oberen 100 m zu beobachten (Abb. 4.10 b). Konzentrationen $>12 \text{ ng l}^{-1}$ lagen im Bereich des AZS-Weddell-Wirbels.

Die Pyrophorb. a-Konzentrationen wiesen eine hohe Heterogenität in der PFr auf, mit gleichbleibend hohen Konzentrationen von $>8 \text{ ng l}^{-1}$ bei 50.5°S von der Oberfläche bis in 100 m Tiefe (Abb. 4.11 a,b). Andererseits wurden weiter nördlich Tiefenmaxima mit den gleichen Konzentrationen in 80 bis 120 m auf 48.5 und 49.5°S bestimmt. Bei 47°S lag dies Maximum zwischen 40 und 60 m. Konzentrationen $>4 \text{ ng l}^{-1}$ befanden sich auch in einem Tiefenmaximum südlich der PFr. Im südlichen AZS betrugen die Konzentrationen $<4 \text{ ng l}^{-1}$ und stiegen dann geringfügig ab 56°S unterhalb von 40 m an. Im Bereich des AZS-Weddell-Wirbel waren die Konzentrationen $>4 \text{ ng l}^{-1}$ auf die ganze Wassersäule bis 120 m verteilt.

Phyt. a trat in geringen Konzentrationen (maximal 24 ng l^{-1}) in vertikalen, bandartigen Strukturen im Bereich der PFr auf (Abb. 4.12 a). Im nördlichen Teil befanden sich diese Bänder zwischen 50 und 200 m Wassertiefe, während zwischen 49.5 °S und 50.5°S eine fleckenartige Struktur in diesem Band zwischen 20 und 200 m mit Konzentrationen bis zu 25 ng l^{-1} festgestellt wurde. Ein weitere Akkumulation von Phyt. a lag im Bereich des AZS-Weddell-Wirbels, mit Konzentrationen $>5 \text{ ng l}^{-1}$; wobei diese Konzentrationen im Zentrum der Front von der Oberfläche bis 120 m verteilt waren, während sie nördlich der Front unterhalb 60 m vorhanden waren (Abb. 4.12 b).

Abb. 4.9) (oben) Wie 4.5) für das Pigment Chlid \underline{a} Abb. 4.10) (unten) Wie 4.5) für das Pigment Phorb. \underline{a}

Abb. 4.11) (oben) Wie 4.5) für das Pigment Pyrophorb. aAbb. 4.12) (unten) Wie 4.5) für das Pigment Phyt. a

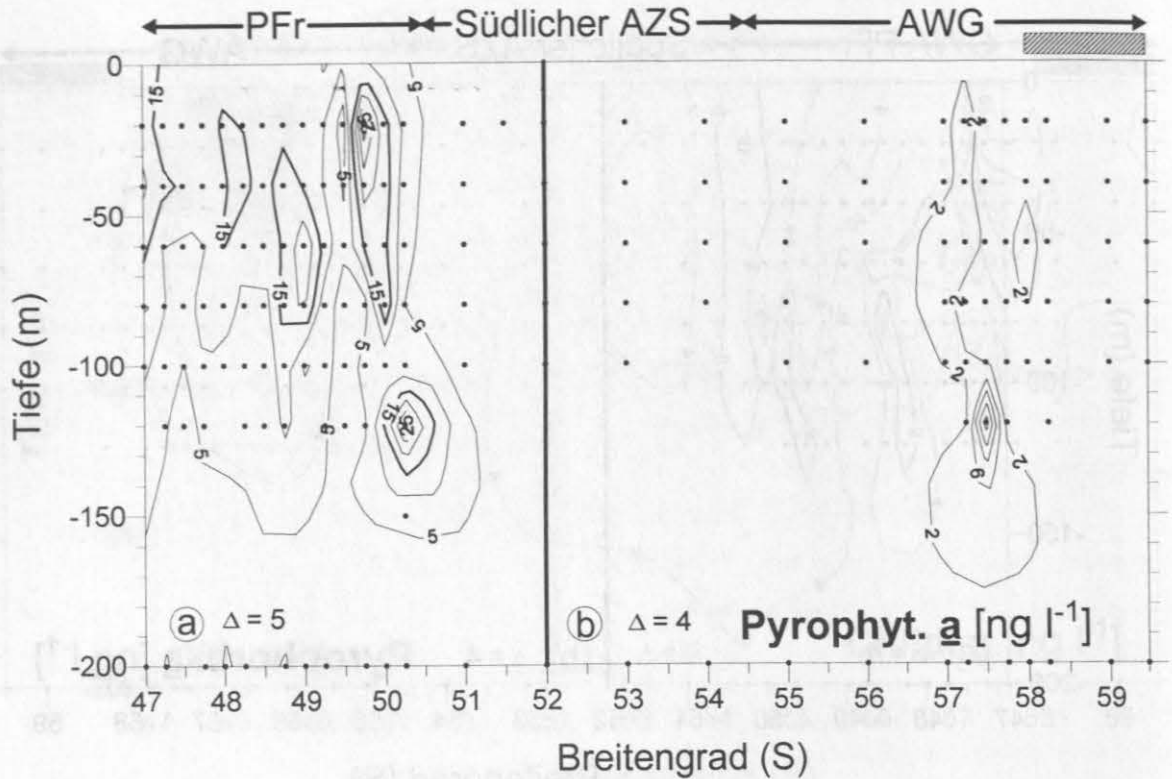


Abb. 4.13) Wie 4.5) für das Pigment Pyrophyt. a

Pyrophyt. a kam dagegen in der PFr mit den höchsten Konzentrationen in den oberflächennahen Wasserschichten mit Konzentrationen $>25 \text{ ng l}^{-1}$ vor (Abb. 4.13 a). Bandartige Strukturen wurden bei 47, 48.25, 49 und 50°S gefunden. Tiefenmaxima mit Konzentrationen $>15 \text{ ng l}^{-1}$ wurden bei 48.75°S in 60 m und bei 50.25°S in 120 m angetroffen. Im Bereich des AWG lag ein weiteres, jedoch nur auf einem Meßpunkt beruhendes, Tiefenmaximum vor (Abb. 4.13 b). Die Konzentrationen von $>2 \text{ ng l}^{-1}$ waren von der Oberfläche bis 120 m Tiefe vorhanden.

4.2.6. Zeitliche Verteilung der Phaeopigmente

Da die Phaeopigmente z.T. in höheren Konzentrationen in tieferen Wasserschichten vorkamen (s. Abschnitt 4.2.5), wurden die Meßwerte zwischen 20 und 200 m Wassertiefe integriert. Chlid a wies bei allen drei Transekten (Tr. 2/3, 5/6 und 11) höhere integrierte Konzentrationen in der PFr auf, wobei die drei deutlichsten Maxima während Tr. 11 mit bis 23 mg m^{-2} gemessen wurden (Abb. 4.14 a₁₋₃). Ein leichter Anstieg im AWG war lediglich während Tr 5/6 mit 3 mg m^{-2} zu beobachten (Abb. 4.14 a₂). Das Verhältnis zu Chl a auf molarer Basis lag im Mittel bei 0.08 (Tab. 4.3). Chlid a wurde nicht in allen nachfolgenden Untersuchungsgebieten bestimmt.

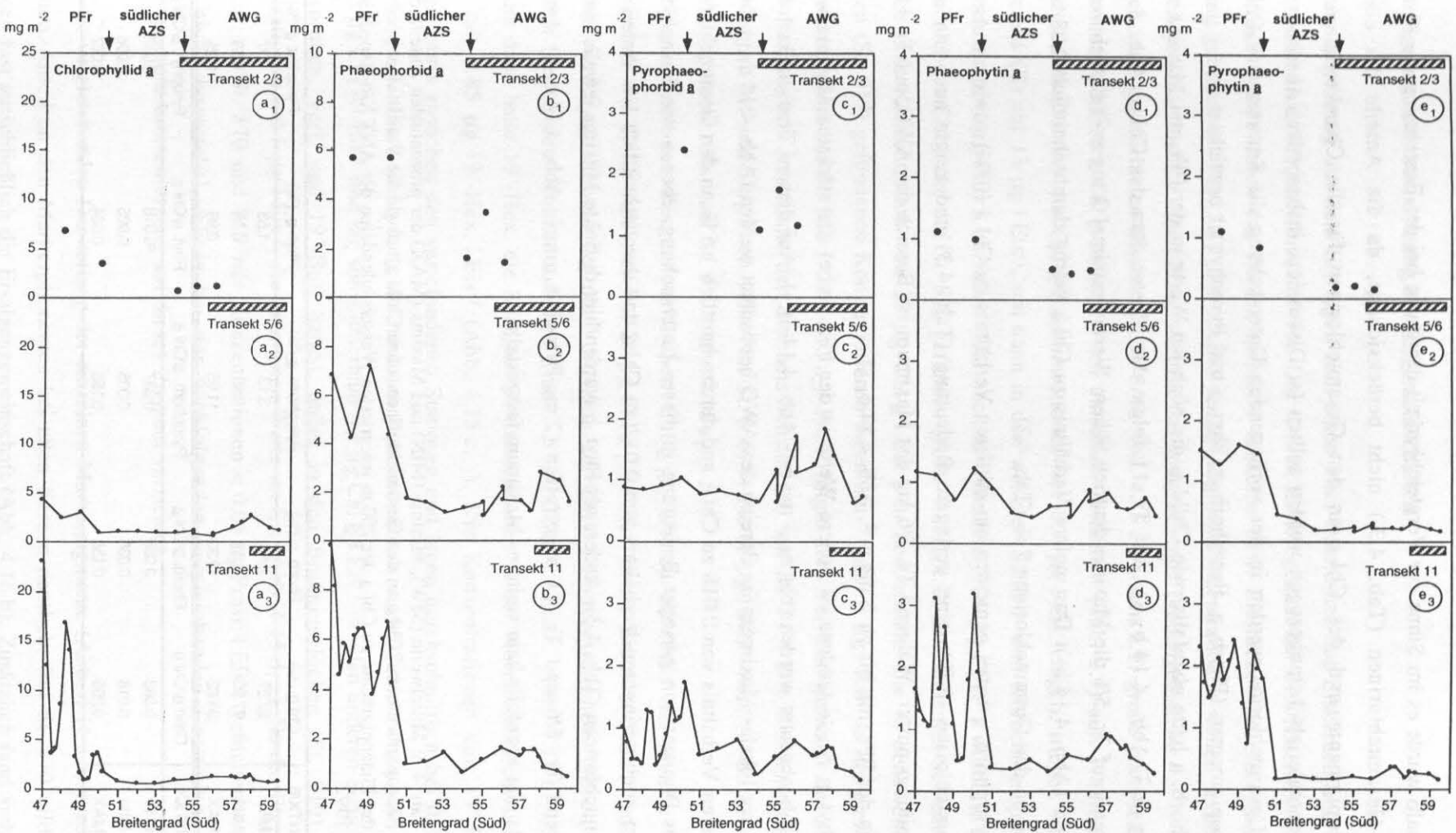


Abb. 4.14: Wie Abb. 4.2, integrierte Werte (200 m) verschiedener Phaeopigmentkonzentrationen. a) Chl *a*, b) Phorb. *a*, c) Pyrophorb. *a*, d) Phyt. *a*, Pyropheyt. *a*

Deshalb wurde es im Sinne der Vergleichbarkeit der Daten bei der Berechnung der Anteile an den Gesamtchlorinen (Tab. 4.3.) nicht berücksichtigt, da die Anteile der einzelnen Phaeopigmente und des Chl a an den Gesamtchlorinen für die Charakterisierung des Probenmaterials herangezogen werden sollten (s. Diskussion, insbesondere Abschnitt 5.1.4). Als Gesamtchlorine werden in der vorliegenden Untersuchung die Summen aus Chl a und Phaeopigmenten (Phorb. a, Pyrophorb. a, Phyt. a und Pyrophyt. a) bezeichnet.

Phorb. a hatte ebenfalls, wie Chlid a, die höchsten Werte in der PFr, mit Maxima von ca. 6 mg m^{-2} (Abb. 4.14 b₁₋₃). Auf Tr. 11 folgte das Muster dem des Chl a (Abb. 4.14 a₁), während auf Tr. 5/6 die Maxima deutlich höhere Werte (maximal 3 mg m^{-2}) südlich von 58°S zeigten (Abb. 4.14 b₂). Das molare Verhältnis zu Chl a betrug durchschnittlich 0.08 und der Anteil an den Gesamtchlorinen 7 % (Tab. 4.3).

Pyrophorb. a hatte, gemessen am mittleren Verhältnis zu Chl a (0.04) sowie am Anteil der Gesamtchlorine (3 %), eine geringere Bedeutung (Tab. 4.3) und zeigte auch ein anderes Verteilungsmuster. Während Tr. 5/6 lag das Maximum im Bereich des AWG, auf Tr. 11 dagegen in der PFr (mit bis zu 2 mg m^{-2} , Abb. 4.14 c₁₋₃).

Phyt. a zeigte tendenziell höhere Werte in der PFr, wobei die stärksten Maxima während Tr. 11 beobachtet wurden (bis zu 3 mg m^{-2} , Abb. 4.14 d₁₋₃). Auf diesem Transekt konnte auch noch ein lokales Maximum im Bereich des AWG beobachtet werden (Abb. 4.14 d₁₋₃). Mit dem mittleren Verhältnis von 0.018 zu Chl a und durchschnittlich 1.5 % an den Gesamtchlorinen ist dieses Pigment von geringer Bedeutung in dieser Untersuchung, ebenso wie Pyrophyt. a mit einem noch geringeren Verhältnis von 0.012 zu Chl a und durchschnittlich 1 % Anteil an den Gesamtchlorinen (Tab. 4.3). Anders als Phyt. a wurden hier distinkte Maxima jeweils in der PFr während Tr. 5/6 und Tr. 11 angetroffen ($2 \text{ mg Pyrophyt. a m}^{-2}$, Abb. 4.14 e₁₋₃). Im AWG wurde hier ebenfalls kein weiteres Maximum festgestellt.

Tab. 4.3: Mittelwerte (MW), Minima (MIN) und Maxima (MAX) der prozentualen Anteile der Phaeopigmente und Chl a an den Gesamtchlorinen (ohne Chlid a), sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl a der 200 m integrierten Wassersäulendaten der ANT X/6-Expedition 1992.

ANTX/6	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
MW	87.37	6.90	3.13	1.53	1.07
MIN	77.20	3.31	0.46	0.48	0.53
MAX	93.62	12.33	11.95	2.95	2.25
ANTX/6	Chlid <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
MW	0.083	0.080	0.037	0.018	0.012
MIN	0.018	0.035	0.005	0.005	0.006
MAX	0.295	0.156	0.155	0.034	0.027

4.2.7. Pigmentzusammensetzung der Eisgemeinschaften

Für die Beprobung aus dem Eis lagen zum einen zwei Datensätze aus Eiskernen und zum anderen Daten eines "Brauneisblockes" vor. Der starken Heterogenität der Biomassenverteilung in Eisproben wurde durch das Poolen mehrerer Eiskerne bzw. Eisstücke von einer Station Rechnung getragen (s. Tab. 3.1). Die nachfolgenden Pigmentkonzentrationen stellen somit für die jeweiligen Eisschichten einen Mittelwert für das entsprechende Probengebiet dar.

In den stark geschichteten Eiskernen (St. 866, Abb. 4.15 a₁) traten z.T. große Unterschiede des Biomasseindikators Chl *a* zwischen den einzelnen Schichten (Tab. 3.1) auf. Während in dem Schnee-Firneis (A) die Chl *a*-Konzentrationen bei 0.7 µg l Eis⁻¹ lagen, stiegen sie im Körncheneis (B) auf 13 µg l Eis⁻¹, um dann in den weiteren Säulen- und Körncheneisproben (C, D) von 5 auf 3 µg l Eis⁻¹ zu fallen. Die höchste Biomasse (101 µg l Eis⁻¹) wurde in dem Brauneis (A) der Eisblöcke auf St. 870 gefunden (Abb. 4.15 a₃). In der Säuleneis-Schicht (B) war noch eine Konzentration von 23 µg Chl *a* l Eis⁻¹ zu beobachten. Die in den weiteren Eiskernen (St. 919) gefundenen Konzentrationen lagen mit 7 bzw. 3 µg l Eis⁻¹ in der gleichen Größenordnung wie bei St. 866 (Abb. 4.15 a₂). Fuco. folgte dem Verteilungsmuster des Chl *a* in allen Kernen, mit Ausnahme der Brauneis-Schicht (A) auf St. 919. Die Konzentrationen lagen zwischen 0.4 und 6 µg Fuco. l Eis⁻¹ für St. 866, 11 bis 80 µg Fuco. l Eis⁻¹ für St. 870 und 1.5 bis 3.1 µg Fuco. l Eis⁻¹ auf St. 919 (Abb. 4.15 a₁₋₃).

Die Konzentrationen des unspezifischen Chl *c*₁₊₂ zeigten ebenfalls das gleiche Verteilungsmuster wie Chl *a* (mit maximal 24 µg Chl *c*₁₊₂ l Eis⁻¹ in der Brauneis-Schicht von St. 870; Abb. 4.15 b₁₋₃). Ebenso lag die Verteilung der Chl *c*₃-Konzentrationen, jedoch mit wesentlich geringeren Konzentrationen (max. 5 µg Chl *c*₃ l Eis⁻¹, Abb. 4.15 b₁₋₃). Im Gegensatz dazu hatte 19'-Hex. die höchsten Konzentrationen in der Körncheneisschicht von St. 866 mit 0.85 µg 19'-Hex. l Eis⁻¹ (Abb. 4.15 c₁₋₃). Die Konzentrationen von 19'-Hex. variierten kaum zwischen den verschiedenen Stationen und lagen durchschnittlich bei 0.3 bis 0.6 µg 19'-Hex. l Eis⁻¹. Chl *b* hatte die höchsten Konzentrationen in der Schicht A von St. 919 mit 0.45 µg Chl *b* l Eis⁻¹ und lag sonst unterhalb 0.1 µg Chl *b* l Eis⁻¹ in allen anderen Schichten und Eisproben. Peri. und 19'-But. hatten, außer in den Brauneisblöcken (St. 919) mit Konzentrationen < 0.1 µg l Eis⁻¹, die geringsten Werte im Eis (Abb. 4.15 d₁₋₃). Da das Pigment Prasi. nur auf St. 870 und 919 mit Konzentrationen < 0.05 µg Prasi. l Eis⁻¹ gefunden wurde (Daten nicht dargestellt), wurde bei der nachfolgenden vergleichenden Darstellung der Markerpigmentzusammensetzung auf dieses Pigment verzichtet.

Aus der vergleichenden Darstellung der einzelnen Markerpigmente (Abb. 4.16 a-c) wird der hohe Fuco.-Anteil an den Markerpigmenten bei allen Kernen deutlich. Bei St. 870 bildeten Diatomeen fast ausschließlich die Eisalngemeinschaft (Abb. 4.16 b). Zusätzlich fand sich auf St. 870 in der Brauneisschicht (A) Chl *b*, während in dem Säuleneis (B) 19'-Hex. stärker vorhanden war (Abb. 4.16 b).

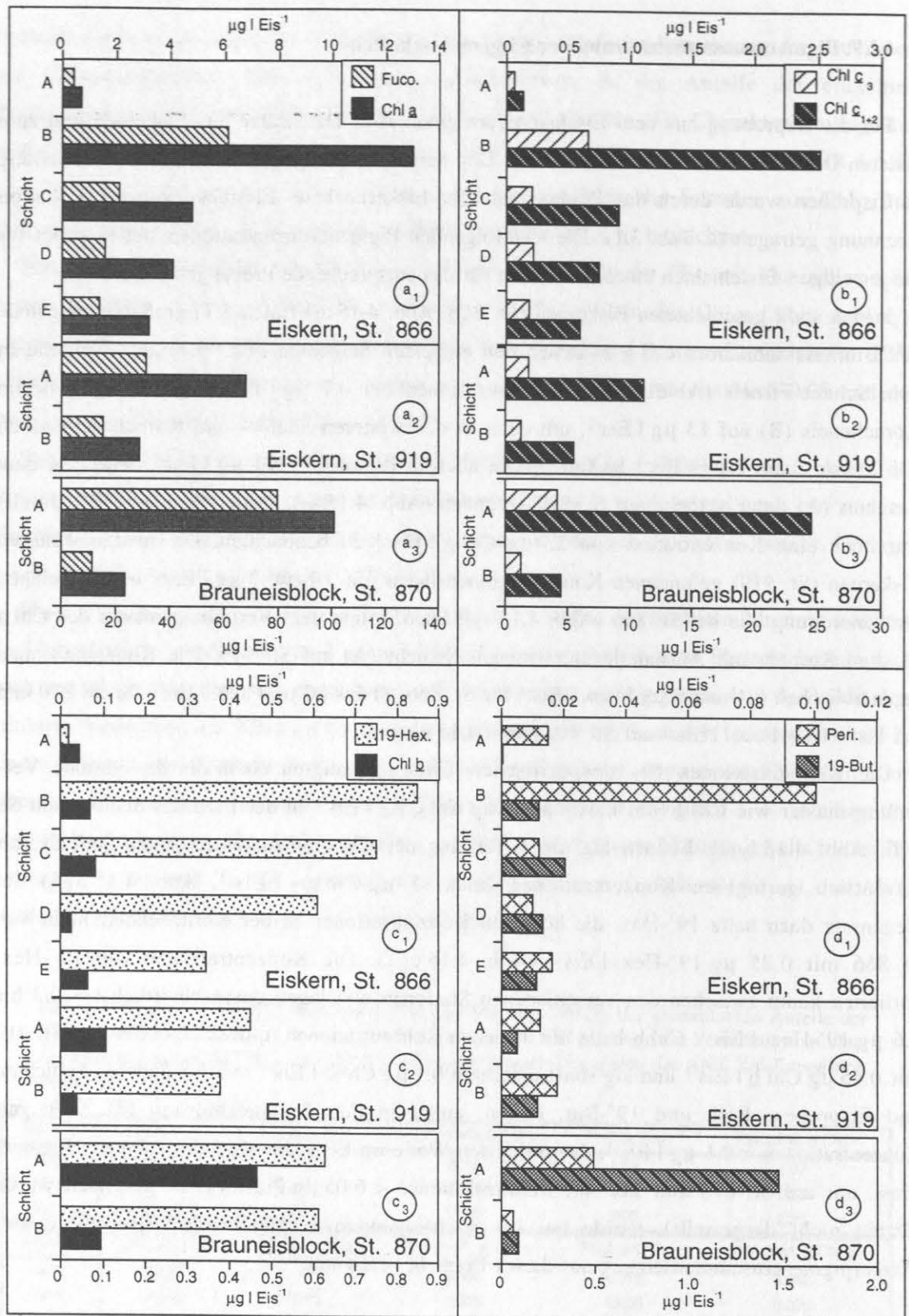


Abb. 4.15: Pigmentverteilung im Eis. a) Chl a und Fucoxanthin, b) Chl c₁₊₂ und Chl c₃, c) Chl b und 19'-Hex. sowie d) 19'-But. und Peridinin in den unterschiedlichen Eisschichten (s. Tab. 3.1) für die Eiskerne St. 866, St. 919 und der Brauneisblock, St. 870 der ANT-X/6-Expedition 1992. Die untere Skala bezieht sich jeweils auf St. 870.

Für St. 866 war in der Schnee-Firneis-Schicht (A), neben dem starken Anteil von Fuco., der höchste relative Anteil an Chl *b* vorhanden (Abb. 4.16 a). Im Körncheneis (B) fand sich, bei gleichbleibendem Fuco.-Anteil, ein deutlicher 19'-Hex.-Anteil. Da die Größe der Kreisdiagramme in Abb. 4.16 ein Maß für die absoluten Pigmentkonzentrationen darstellt, wird der Anstieg der Markerpigment in dieser Schicht besonders deutlich (Abb. 4.16 a). In Schicht C und D (Säulen- und Körncheneis) fanden sich, verglichen mit allen anderen Kernen und Schichten, die höchsten Anteile des 19'-Hex..

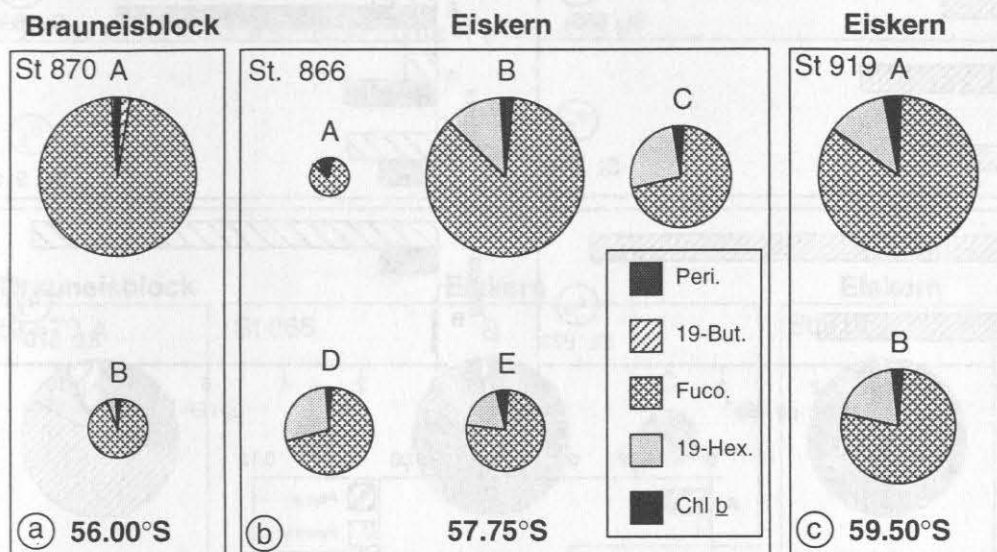


Abb. 4.16 : Kreisdiagramme der Markerpigmente für die unterschiedlichen Eisschichten (s. Tab. 3.1) der Eiskerne. a) St. 866, b) St. 919 und c) der Brauneisblock, St. 870 der ANT-X/6-Expedition 1992. Die Größe der Kreise der jeweiligen Station ist ein Maß für die absoluten Pigmentmengen pro Schicht der entsprechenden Station.

Diese waren von wechselnden Chl *b*-Anteilen begleitet. In der unteren Körncheneis-Schicht (E) war erneut ein Anstieg des Chl *b*-Anteiles bei gleichzeitigem Sinken des 19'-Hex. zu beobachten. Diese Zusammensetzung traf auch in dem Kern der St. 919 zu, wobei die Anteile des Chl *b* und des 19'-Hex. zwischen den Schichten schwankten (Abb. 4.16 c).

Bei den Phaeopigmenten war Chl *a* das wichtigste Pigment und wies, bis auf die drei unteren Schichten auf St. 866, mit Maximalkonzentrationen von $4 \mu\text{g l Eis}^{-1}$ und Minima von $0.06 \mu\text{g l Eis}^{-1}$ ein gleiches Verteilungsmuster wie Chl *a* auf (Abb. 4.17 a₁₋₃). Bis auf St. 870 in der Brauneis-Schicht (A) stellte Pyrophorb. *a* das zweitwichtigste Phaeopigment dar und zeigte im Vergleich zu Chl *a* noch ein Maximum ($0.08 \mu\text{g l Eis}^{-1}$) im unteren Körncheneis (E) auf St. 866 (Abb. 4.17 b₁₋₃). Der Abfall zwischen der Brauneis-Schicht (A) und dem Säuleneis (B) auf St. 919 war nicht so stark ausgeprägt. Phorb. *a*-Konzentrationen lagen, mit Ausnahme von St. 870 Schicht A ($11 \mu\text{g l Eis}^{-1}$), unterhalb $0.06 \mu\text{g l Eis}^{-1}$ (Abb. 4.17 b₁₋₃).

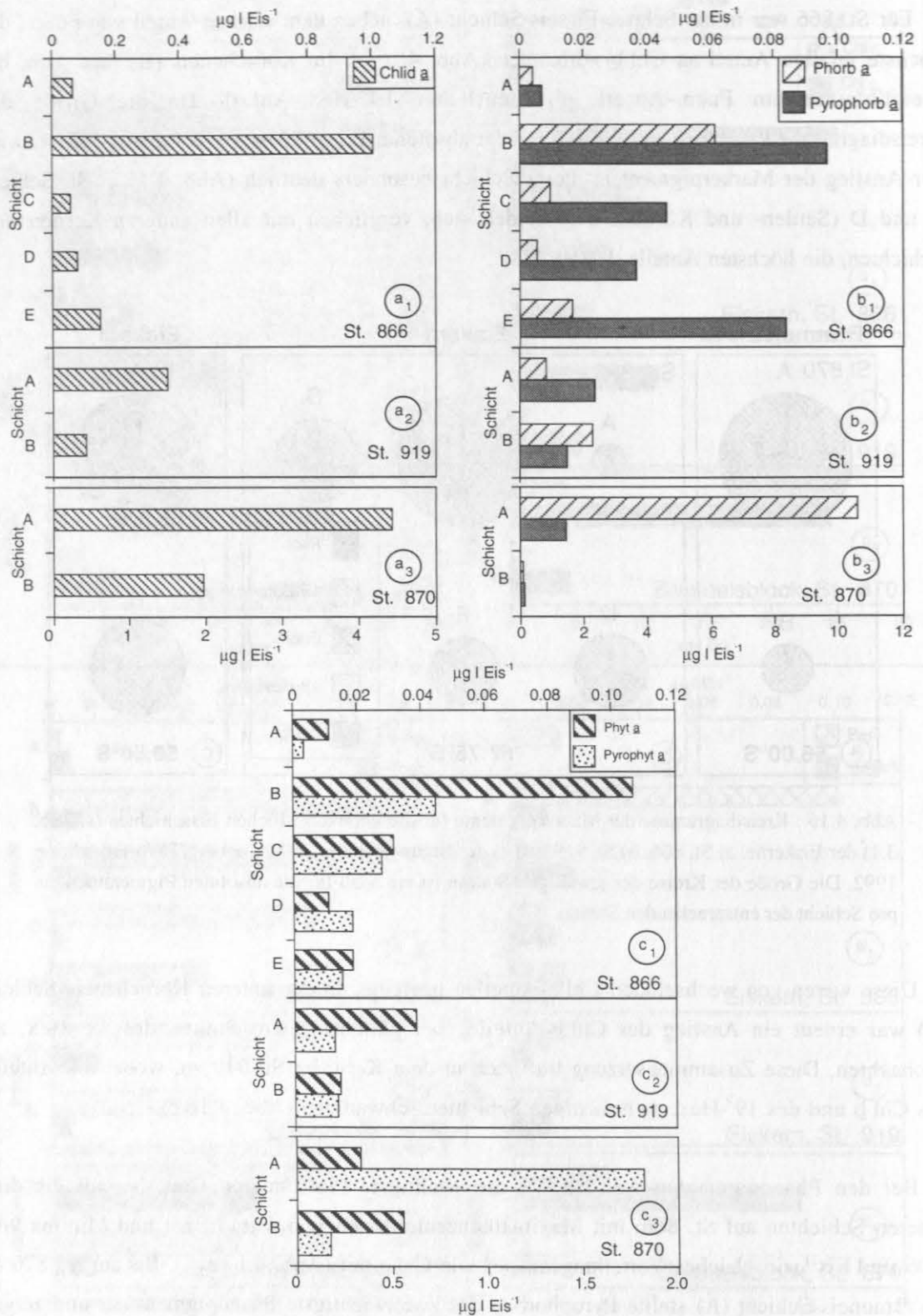


Abb. 4.17: Wie Abb. 4.15 für die Pigmente a) Chl. a b) Phorb. a und Pyrophorb. a, sowie c) Phyt. a und Pyrophyt. a. Die untere Skala bezieht sich jeweils auf St. 870.

Phyt. a und Pyrophyt. a wiesen ebenfalls geringe Konzentrationen ($0.01 - 2 \mu\text{g l Eis}^{-1}$) auf und folgten im wesentlichen dem Verteilungsmuster des Chl a, wobei in der Regel Phyt. a in höheren Konzentrationen vorkam. Lediglich auf St. 870 (A) wechselte dieses Muster (Abb. 4.17 c₁₋₃).

Im Gegensatz zu der recht gleichförmigen Verteilung der Markerpigmente waren bei den Phaeopigmenten auf molarer Basis z.T. große Unterschiede zwischen den Stationen und Schichten (Abb. 4.18 a-c) zu beobachten. Auf St. 866 war in dem Schnee-Firn- und Körncheneis (A, B) das Chlid a das wichtigste Pigment (Abb. 4.18 b).

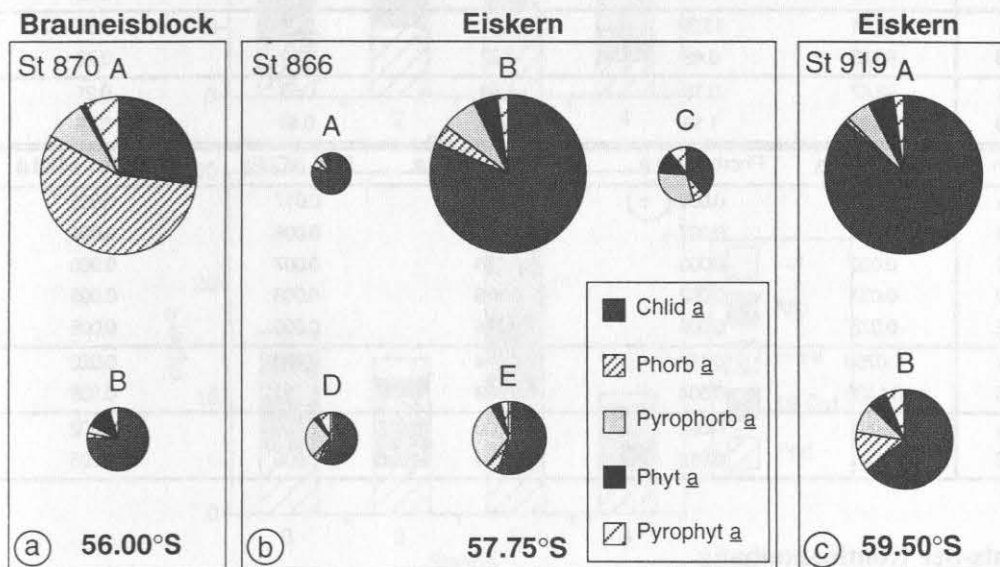


Abb. 4.18: Wie Abb. 4.16 für die Gesamtklorine.

Während im Granular- sowie im unteren Körncheneis (D, E) eine deutliche Zunahme des Pyrophorb. a-Anteils zu verzeichnen war, zeigte das Säuleneis (C) den geringsten Chlid a und den höchsten Phyt. a-Anteil. Bei dem "Brauneisblock" (St.870) war die Brauneis-Schicht (A) durch große Mengen Phorb. a, aber auch Pyrophorb. a und Pyrophyt. a, geprägt (Abb. 4.18 a). In dem Säuleneis überwogen dagegen Chlid a und Phorb. a. Das Eis auf St. 919 war wiederum von der Struktur der Phaeopigmente mit dem Schnee-Firn- und Körncheneis (A, B) von St. 866 zu vergleichen (Abb. 4.18 c).

Bei der Berechnung der prozentualen Zusammensetzung der Gesamtklorine wurde das Chlid a aus den in Abschnitt 4.2.6 erwähnten Gründen nicht mitberücksichtigt (Tab. 4.4). Der

Anteil des Chl a an den Gesamtchlorinen lag, mit Ausnahme des Brauneises (A) auf St. 870, bei 95 %. In dieser Schicht war Phorb. a mit 13 % an den Gesamtchlorinen vorhanden, während die Phaeopigmente in allen anderen Schichten maximal 4 % einnahmen. Die molaren Verhältnisse der Phaeopigmente (Phorb. a, Pyrophorb. a, Phyt. a und Pyrophyt. a) zu Chl a lagen zwischen 0.002 und 0.024; bis auf die bereits erwähnte Schicht, wo Phorb. a das Verhältnis von 0,16 zu Chl a aufwies. Das Verhältnis von Chlid a zu Chl a lag zwischen 0.03 und 0.17 (Tab. 4.4).

Tab. 4.4: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl a an den Gesamtchlorinen (ohne Chlid a), die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl a für die Eiskerne St. 866 und 919 sowie der "Brauneisblöcke", St. 870 der ANT X/6-Expedition 1992.

Station	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
866 A	95.32	0.87	1.69	1.63	0.48
"-" B	96.93	0.70	1.21	0.81	0.36
"-" C	96.89	0.30	1.55	0.64	0.62
"-" D	97.56	0.22	1.48	0.27	0.47
"-" E	94.09	0.75	4.13	0.54	0.48
870 A	83.01	13.09	1.97	0.28	1.64
"-" B	95.65	0.43	0.82	2.32	0.78
919 A	98.47	0.18	0.58	0.57	0.21
"-" B	96.99	1.18	0.85	0.49	0.49
Station	Chlid <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
866 A	0.166	0.009	0.018	0.017	0.005
"-" B	0.132	0.007	0.012	0.008	0.004
"-" C	0.020	0.003	0.016	0.007	0.006
"-" D	0.033	0.002	0.015	0.003	0.005
"-" E	0.078	0.008	0.044	0.006	0.005
870 A	0.0750	0.158	0.024	0.003	0.020
"-" B	0.1436	0.004	0.009	0.024	0.008
919 A	0.091	0.002	0.006	0.006	0.002
"-" B	0.061	0.012	0.009	0.005	0.005

4.3. Barents-See Kontinentalhang

4.3.1. Pigmentzusammensetzung in der Wassersäule

Zur Untersuchung der pelagischen Gemeinschaft am Barents-See Kontinentalhang wurden im Mai/Juni und Juli 1991 zwei Expeditionen (Valdivia 112, Meteor 17/1) unternommen.

Mai/Juni

Messungen zur Pigmentverteilung in der Wassersäule im Bereich des Barents-See Kontinentalhangs wurden an vier Stationen durchgeführt. Die Stationen sind in Abb. 4.19 a-d, ausgehend von der Fallenposition (St. 3), von links nach rechts von Westen nach Osten angeordnet. Damit ist die Anordnung der Positionen tendenziell den Schelfhang aufwärts, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, daß sich die Positionen nicht auf einem geographischen Breitengrad befanden bzw. diese nicht auf einem direkten hangnormalen Schnitt erfolgten (s. Stationspositionen Abb. 3.2; Tab. 3.2).

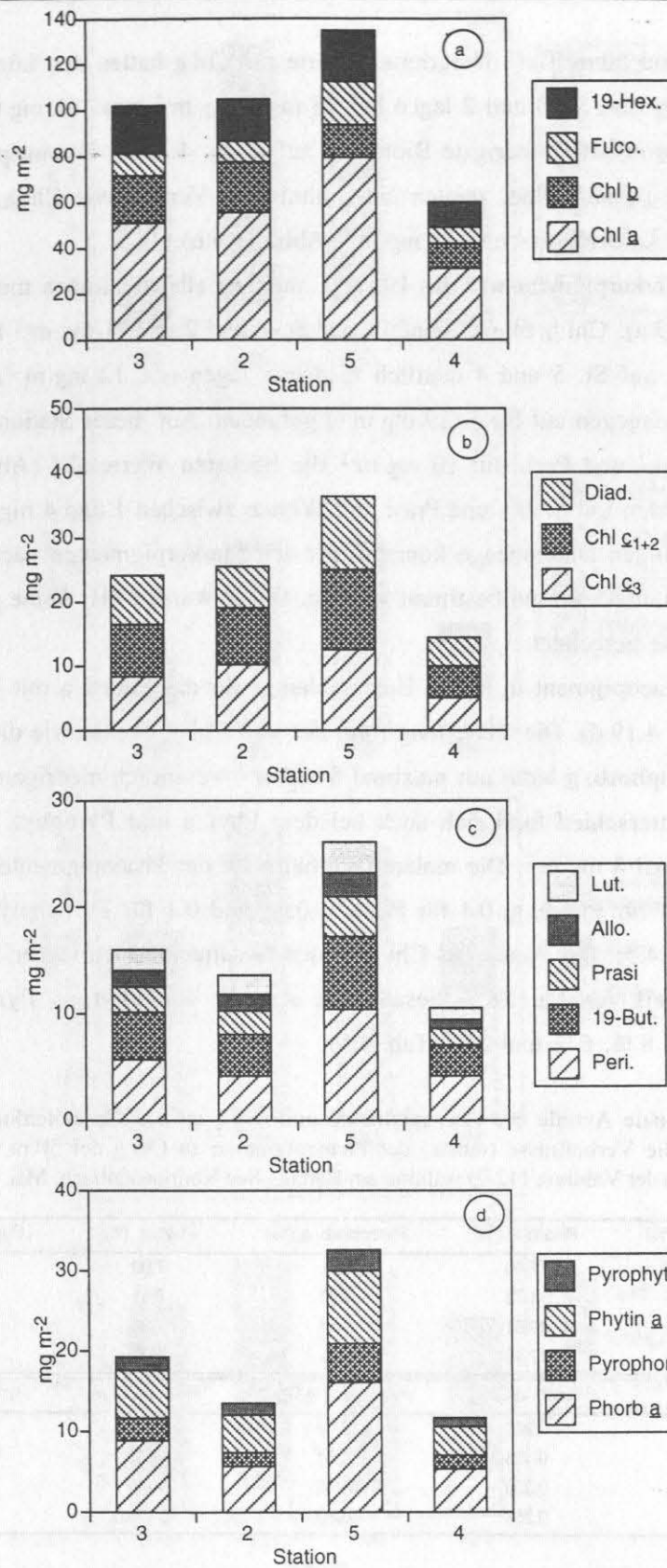


Abb. 4.19: Integrierte Werte (50 m) der Pigmente. a) Chl a und Markerpigmente, b) unspezifische Pigmente, c) weitere Markerpigmente und d) Phaeopigmente der Valdivia 112 Expedition am Barents-See Kontinentalhang, Mai 1991.

Die zwischen 0 und 50 m Tiefe integrierten Werte für Chl a hatten den höchsten Wert auf St. 5 mit 80 mg Chl a m⁻², St. 3 und 2 lagen bei 56 mg Chl a m⁻² bzw. 51 mg Chl a m⁻². St. 4 wies mit 31 mg Chl a m⁻² die niedrigste Biomasse auf (Abb. 4.19 a). Die unspezifischen Pigmente Chl c₁₊₂, Chl c₃ und Diad. zeigten einen ähnlichen Verlauf wie Chl a, mit Maximalwerten von 13 mg m⁻², 13 mg m⁻² und 11 mg m⁻² (Abb. 4.19 b).

Als wichtigstes Markerpigment war das 19'-Hex. auf fast allen Stationen mit ca. 20 mg m⁻² vorhanden (Abb. 4.19 a). Chl b zeigte ebenfalls auf St. 3 und 2 mit 21 mg m⁻² hohe integrierte Konzentrationen, die auf St. 5 und 4 deutlich niedriger lagen (ca. 12 mg m⁻²). Die höchsten Fuco.-Werte wurden dagegen auf St. 5 (19 mg m⁻²) gefunden. Auf dieser Station wiesen ebenso 19'-But. mit 7 mg m⁻² und Peri. mit 10 mg m⁻² die höchsten Werte auf (Abb. 4.19 c). Als weitere Pigmente wurden Lut., Allo. und Prasi. mit Werten zwischen 1 und 4 mg m⁻² gefunden.

Aufgrund der geringen Datenmenge konnten aus den Markerpigmenten nach Gl. (1) keine verlässlichen Umrechnungsfaktoren bestimmt werden. Daher wurden hier keine gruppenspezifischen Chl-Äquivalente berechnet.

Das wichtigste Phaeopigment in dieser Untersuchung war das Phorb. a mit Maximalwerten von 16 mg m⁻² (Abb. 4.19 d). Die Verteilung folgt der von Chl a, ebenso wie die aller weiteren Phaeopigmente. Pyrophorb. a hatte mit maximal 5 mg m⁻² wesentlich niedrigere Werte als das Phorb. a. Dieser Unterschied fand sich auch bei dem Phyt. a und Pyrophyt. a mit maximal 9 mg m⁻² bzw. maximal 3 mg m⁻². Die molaren Verhältnisse der Phaeopigmente zu Chl a lagen zwischen 0.2 und 0.3 für Phorb. a, 0.1 für Phyt. a, 0.05 und 0.1 für Pyrophorb. a, sowie 0.04 für Pyrophyt. a (Tab. 4.5). Der Anteil des Chl a an den Gesamtchlorinen lag bei 65 %, während Phorb. a einen Anteil von ca. 18 % besaß. Die Anteile von Phyt. a, Pyrophorb. a und Pyrophyt. a lagen bei 8 %, 6 % und 2 % (Tab. 4.5).

Tab. 4.5: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl a an den Gesamtchlorinen (ohne Chl d), sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl a der 50 m integrierten Wassersäulendaten der Valdivia 112 Expedition am Barents-See Kontinentalhang, Mai 1991.

Station	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
3	66.30	17.46	5.81	7.90	2.54
2	75.78	11.72	3.90	6.51	2.09
5	64.11	19.61	6.52	7.39	2.37
4	66.30	17.46	5.81	7.90	2.54
Station	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u> Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u> Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u> Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>				
3	0.263 0.088 0.119 0.038				
2	0.155 0.051 0.086 0.028				
5	0.306 0.102 0.115 0.037				
4	0.263 0.088 0.119 0.038				

Juli

Die hier präsentierten Stationen waren ebenfalls in Richtung Schelfkante orientiert, wobei St. 375 mit St. 3; St. 436 mit St. 2; St. 400 mit St. 5 und St. 396 mit St. 4 auf annähernd den gleichen Positionen beprobt wurden (s. Abb. 3.2).

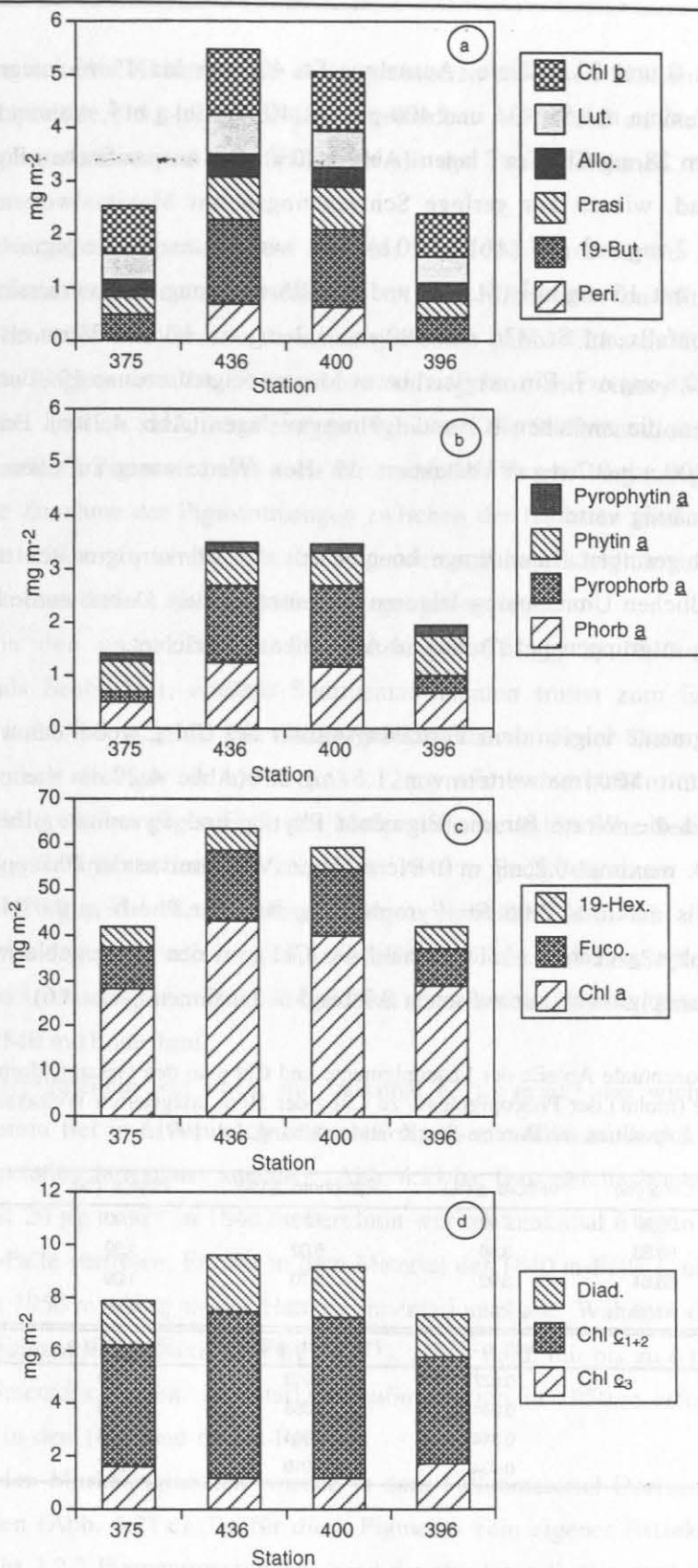


Abb. 4.20: Integrierte Werte (50 m; St. 400 bis 45 m) der Pigmente. a) Markerpigmente, b) Phaeopigmente, c) Chl a und Markerpigmente und d) unspezifische Pigmente der Meteor 17/1 Expedition am Barents-See Kontinentalhang, Juli 1991.

Die zwischen 0 und 50 m Tiefe (Ausnahme St. 400 nur bis 45 m) integrierten Werte für Chl a zeigten Maxima auf St. 436 und 400 mit ca. 40 mg Chl a m⁻², während bei St. 375 und 396 die Werte um 28 mg Chl a m⁻² lagen (Abb. 4.20 a). Die unspezifischen Pigmente Chl c₁₊₂, Chl c₃ und Diad. wiesen nur geringe Schwankungen mit Maximalwerten von 6 mg m⁻², 1.8 mg m⁻² und 2 mg m⁻² auf (Abb. 4.20 b). Als wichtigstes Markerpigment war Fuco. auf St. 436 und 400 mit 15 mg m⁻² (St. 375 und St. 396 mit 9 mg m⁻²) vorhanden (Abb. 4.20 a). Chl b zeigte ebenfalls auf St. 436 und 400 mit 1.2 mg m⁻² höhere Werte als auf St. 375 und 396 mit jeweils 0.8 mg m⁻². Ein vergleichbares Muster zeigten ebenso 19'-But., Lut., Allo. und Prasi. mit Werten, die zwischen 0.3 und 1.6 mg m⁻² lagen (Abb. 4.20 c). Peri. wurde nur auf St. 436 und St. 400 mit 0.7 mg m⁻² detektiert. 19'-Hex.-Werte waren auf allen Stationen mit ca. 5 mg m⁻² gleichmässig verteilt.

Aufgrund der geringen Datenmenge konnten aus den Markerpigmenten nach Gl. (1) auch hier keine verlässlichen Umrechnungsfaktoren bestimmt werden. Daher wurde hier ebenfalls auf die Umrechnung in gruppenspezifische Chl-Äquivalente verzichtet.

Die Phaeopigmente folgten dem Verteilungsmuster des Chl a, wobei das wichtigste Pigment Pyrophorb. a mit Maximalwerten von 1.5 mg m⁻² (Abb. 4.20 d) war. Phorb. a lag bei 1.2 mg m⁻² und die Werte für die Pigmente Phyt. a und Pyrophyt. a betrugen maximal 0.7 mg m⁻² bzw. maximal 0.2 mg m⁻². Die molaren Verhältnisse der Phaeopigmente zu Chl a lagen bei jeweils maximal 0.06 für Pyrophorb. a, 0.04 für Phorb. a, 0.03 für Phyt. a, sowie 0.008 für Pyrophyt. a (Tab. 4.6). Der Anteil des Chl a an den Gesamtchlorinen lag bei 90 %, während die Phaeopigmente nur zwischen 0.7 bis 5 % einnahmen (Tab. 4.6).

Tab. 4.6: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl a an den Gesamtchlorinen, sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl a der 50 m integrierten Wassersäulendaten der Meteor 17/1 Expedition am Barents-See Kontinentalhang, Juli 1991.

Station	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
375	93.90	2.49	1.19	1.90	0.52
436	89.33	3.90	5.02	1.39	0.36
400	88.64	3.92	5.70	1.39	0.36
396	91.92	3.15	1.76	2.45	0.71
Station	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u> Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u> Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u> Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>				
375	0.027 0.013 0.020 0.006				
436	0.044 0.056 0.016 0.004				
400	0.044 0.064 0.016 0.004				
396	0.034 0.019 0.027 0.008				

4.3.2. Sedimentiertes Material in der Falle BI-2

Die Sedimentationsraten für TG, POC, CaCO₃ und biogenem P_{Si} sind ausführlich in Thomsen (1993) und Zeller (1996) beschrieben und zeigten ein saisonales Maximum mit den höchsten Flüssen in der Zeit vom 22. bis 29. Juni 1991 in den den Sinkstoffen der BI-2-

Verankerung. Ein weiteres Maximum mit etwas geringeren absoluten Flüssen wurde am Ende der Verankerungsperiode (13. - 23. Juli 1991) gefunden. Auffallend an diesen Ergebnissen war, daß die Sedimentationsraten aller Variablen mit der Tiefe zunahmen. (Thomsen, 1993; Zeller, 1996).

Während der Verankerungsperiode vom 16.3. bis 23.7.1991 wurde für die Pigmente in den Sinkstoffen ein saisonales Sedimentationsereignis mit dem Höhepunkt von Mitte bis Ende Juni 1991 in allen Fallentiefen und für alle Pigmente gemessen (Abb. 4.21 a-d). Eine erhöhte Pigmentsedimentation begann in allen Fallentiefen Anfang Juni, mit einem Maximum in der letzten Juni-Woche. Danach sanken bei einigen Pigmenten die Sedimentationsraten rapide ab, während sie bei anderen Pigmenten erst nach der ersten Juli-Woche langsam geringer wurden. Generell war eine Zunahme der Pigmentmengen zwischen der flachsten (610 m) zu den tiefen Fallen (1840 und 1950 m) zu beobachten. Im folgenden soll hauptsächlich auf Abweichungen einzelner Pigmente von diesem Grundmuster eingegangen werden.

So wurde von den unspezifischen Pigmenten bei $\text{Chl } c_3$ in 1840 m kein direkter Sedimentationspuls beobachtet; erhöhte Sedimentationsraten traten zum Ende der Untersuchungsperiode auf (Abb. 4.21 a). Die Sedimentationsraten in dieser Tiefe lagen mit 2 bis $7 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ wesentlich niedriger als in 610 m ($3 - 12 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) und 1950 m ($3 - 24 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$). Bei der unteren Falle wurden gegen Ende der Meßperiode weiterhin hohe Sedimentationsraten gefunden. $\text{Chl } c_{1+2}$ -Sedimentationsraten zeigten in 1840 m Ende Juni einen Abfall, um dann Anfang Juli mit $40 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ die höchsten Werte zu erreichen (Abb. 4.21 a). In der 110 m tieferen Falle wurde dagegen Ende Juni kein Abfall beobachtet und das Sedimentationssignal betrug $67 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Das Pigment Diad. folgte dem oben beschriebenen Muster mit maximal $20 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 1840 m (Ende Juni).

Bei den Markerpigmenten war Fuco. mit maximal $67 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ das wichtigste Pigment. Dessen Sedimentation fiel in 610 m nach Ende Juli rapide ab, während in den beiden tieferen Fallen die Sedimentation langsamer ausklang (Abb. 4.21 b). Das gleiche Muster fand sich bei $\text{Chl } b$ mit maximal $20 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 1840 m. Peridinin war mit maximal $6 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ hauptsächlich in der 610 m-Falle vertreten. Es war in dem Material der 1840 m-Falle kaum noch vorhanden und fehlte in 1950 m völlig in der Hauptsedimentationsphase. Während der Marker Lut. nur sehr gering sedimentierte (maximal $4 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$), zeigte Allo. mit bis zu $6 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ insgesamt höhere Sedimentationsraten. Die stärkste Sedimentation in 1950 m erfolgte dabei eine Woche früher als in den 1840 und 610 m-Fallen.

Zusätzlich zu den Markerpigmenten wurden in dem Fallenmaterial Derivate von 19'-Hex. und Fuco. gefunden (Abb. 4.21 c). Da für diese Pigmente kein eigener Extinktionskoeffizient vorlag (s. Abschnitt 3.2.2 Pigmentmessungen), sind die absoluten Sedimentationsraten vorsichtig zu interpretieren. Es sollte hier mehr das generelle Muster beachtet werden. Während in 610 m das 19'-Hex.-Derivat kaum auftrat, war es in 1840 m zum Hauptsedimentationspuls Ende Juni am stärksten vorhanden und wurde dann langsam weniger. Fucoxanthiol folgte im wesentlichen dem Muster von Fuco., mit maximal $20 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 1950 m.

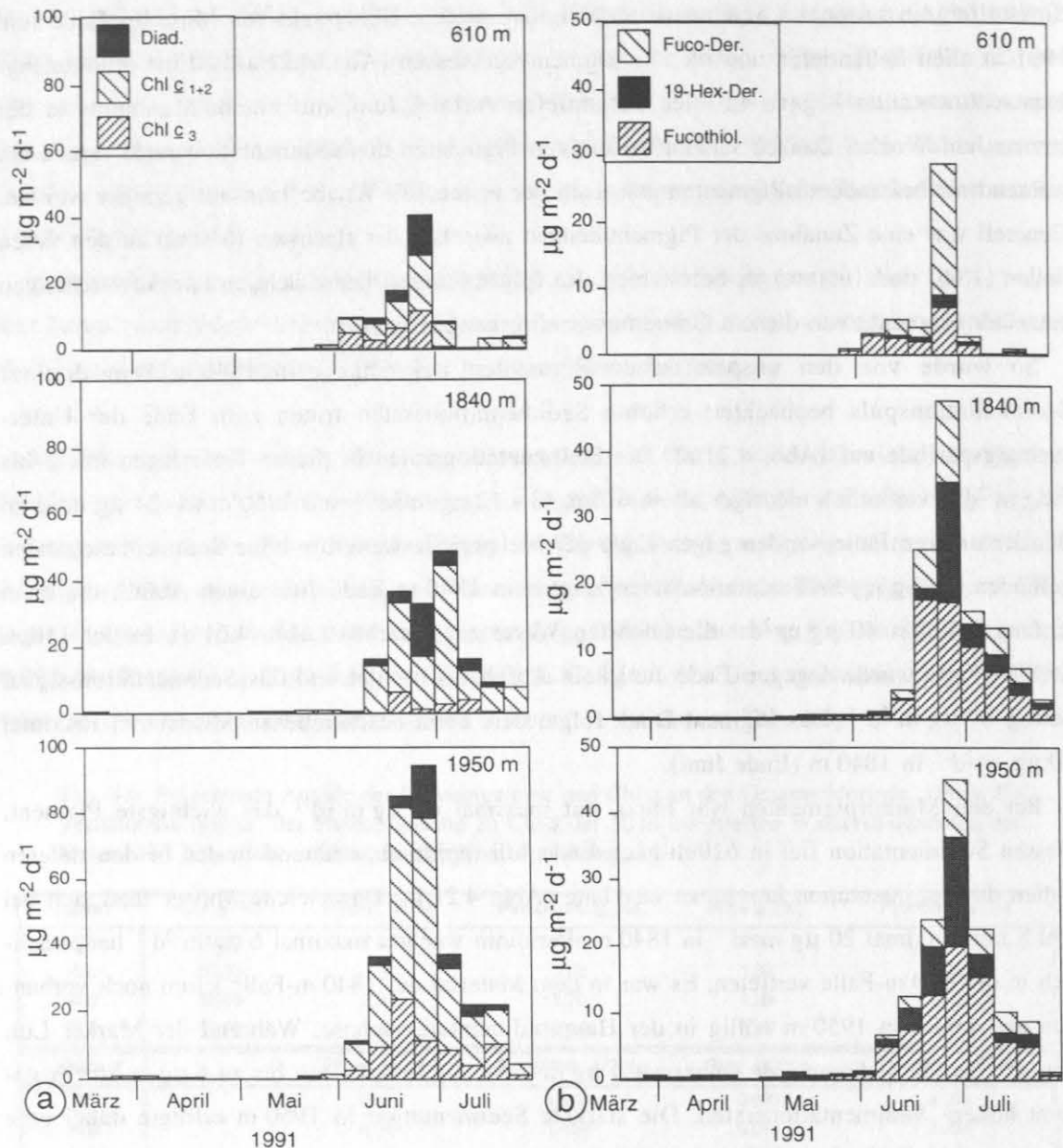


Abb. 4.21: Sedimentation der Pigmente in der Verankerung BI-2 (16.3. - 23.7.1991 bei $75^{\circ}11.82'N$ und $12^{\circ}29.38'E$, Wassertiefe 2050 m) am Barents-See Kontinentalhang. a) unspezifischen Pigmente und b) Karotenoid-Derivate. Die einzelnen Fangintervalle repräsentieren 7 Tage mit Ausnahme des letzten, das nur 2 Tage fang.

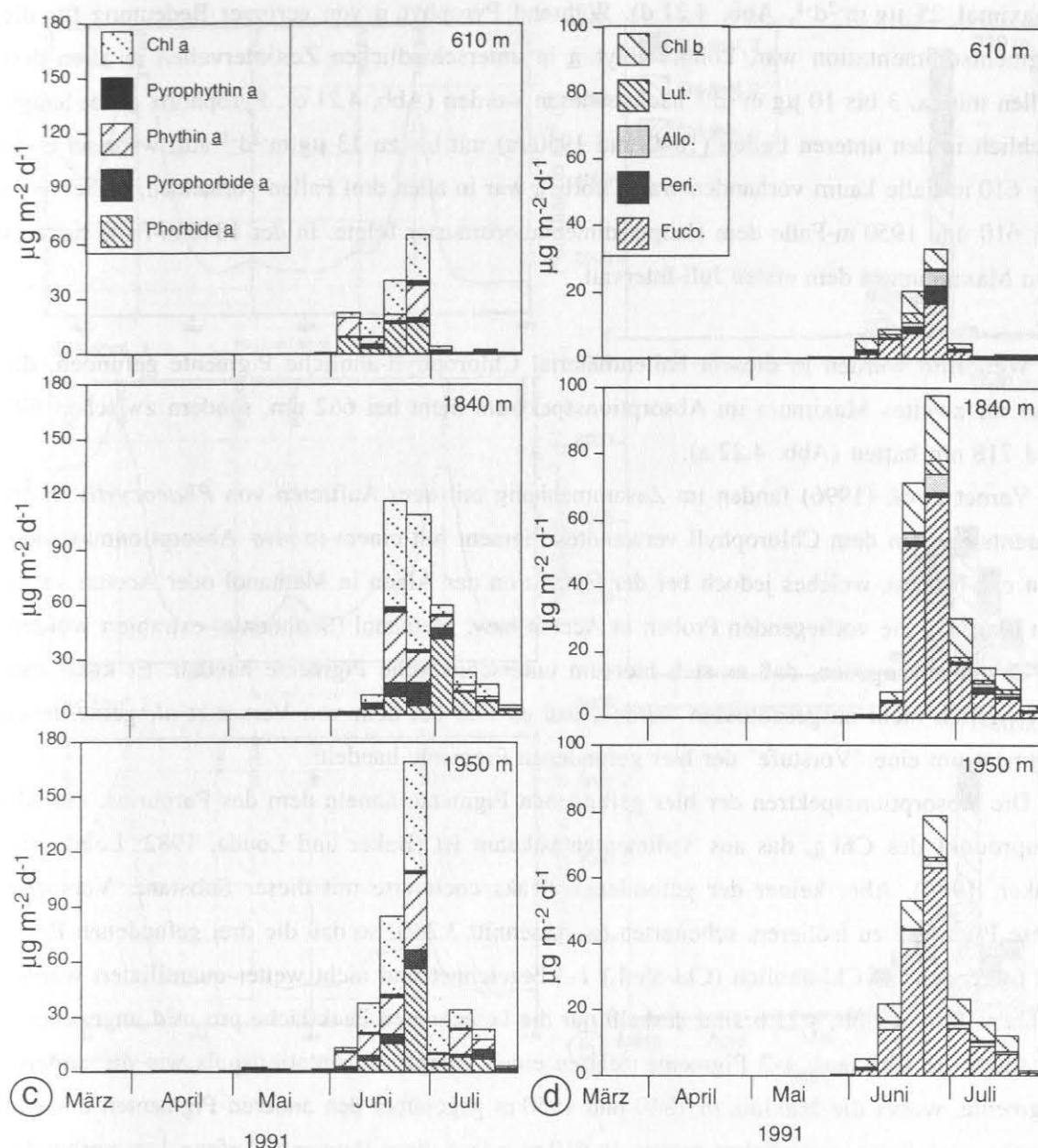


Abb. 4.21): Wie Abb. 4.21 für c) Chl a und Phaeopigmente und d) Markerpigmente.

Das Fuco.-Derivat zeigte dagegen in 610 m Ende Juni den höchsten Beitrag zur Sedimentation (Abb. 4.21 c). Das Verhältnis von 19'-Hex.-Derivat zu Fuco.-Derivat betrug zur Hauptsedimentation in 610 m < 0.1 , während es in den beiden tiefen Fallen bei ca. 2 lag.

Chl a sedimentierte mit bis zu $73 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in der 1840 m-Falle am stärksten und auch in 1950 m lagen die Werte mit max. $60 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ noch deutlich über dem Signal der 610 m-Falle (maximal $25 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$, Abb. 4.21 d). Während Pyrophyt. a von geringer Bedeutung für die Pigmentsedimentation war, konnte Phyt. a in unterschiedlichen Zeitintervallen in allen drei Fallen mit ca. 3 bis $10 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ nachgewiesen werden (Abb. 4.21 c). Pyrophorb. a trat hauptsächlich in den unteren Fallen (1840 und 1950 m) mit bis zu $13 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ auf, während es in der 610 m-Falle kaum vorhanden war. Phorb. a war in allen drei Fallen vorhanden, wobei es in der 610 und 1950 m-Falle dem Hauptsedimentationsmuster folgte. In der 1840 m-Falle hatte es sein Maximum in dem ersten Juli-Intervall.

Weiterhin wurden in diesem Fallenmaterial Chlorophyll-ähnliche Pigmente gefunden, die aber ihr zweites Maximum im Absorptionsspektrum nicht bei 662 nm, sondern zwischen 697 und 718 nm hatten (Abb. 4.22 a).

Vernet *et al.* (1996) fanden im Zusammenhang mit dem Auftreten von *Phaeocystis* in der Barents-See ein dem Chlorophyll verwandtes Pigment mit einem *in vivo* Absorptionmaximum von ca. 708 nm, welches jedoch bei der Extraktion der Algen in Methanol oder Aceton verloren ging. Da die vorliegenden Proben in Aceton bzw. Methanol (Sedimente) extrahiert wurden, ist davon auszugehen, daß es sich hier um unterschiedliche Pigmente handelt. Es kann aber letztendlich nicht ausgeschlossen werden, daß es sich bei dem von Vernet *et al.* gemessenen Pigment um eine "Vorstufe" der hier gefundenen Pigmente handelt.

Die Absorptionsspektren der hier gefundenen Pigmente ähneln dem des Purpurins, ein Abbauprodukt des Chl a, das aus Sedimenten bekannt ist (Baker und Louda, 1982; Louda und Baker, 1986). Aber keiner der gefundenen Peaks coeluierte mit dieser Substanz. Versuche, diese Pigmente zu isolieren, scheiterten (s. Abschnitt 3.2.2), so daß die drei gefundenen Peaks im folgenden als Chl-ähnlich (Chl-ähnl.) 1-3 bezeichnet und nicht weiter quantifiziert werden können. In den Abb. 4.22 b sind deshalb nur die berechneten Peakfläche pro m^2d angegeben.

Auch die Chl-ähnl. 1-3 Pigmente zeigten einen Hauptsedimentationspuls wie die anderen Pigmente, wobei die Maxima in 1840 und 1950 m gegenüber den anderen Pigmenten um eine Woche nach hinten verschoben waren. In 610 m waren diese Pigmente Anfang Juni vorhanden und erreichten Ende Juni ihr Maximum; wobei insbesondere Chl-ähnl. 1 und 3 anstiegen (2411 bzw. 3794 Peakfläche pro m^2d). Danach waren sie kaum noch nachzuweisen. In 1840 m nahm das Chl-ähnl. 3 während der Hauptsedimentation dieser Pigmente deutlich ab (von ca. 1600 auf 800 Peakfläche pro m^2d), während das Chl-ähnl. 1 hier mit 1483 Peakfläche pro m^2d am stärksten vertreten war. In 1950 m war der stärkste Anstieg von Chl-ähnl. 1 und 2 Anfang Juli zu beobachten (Abb. 4.22 b).

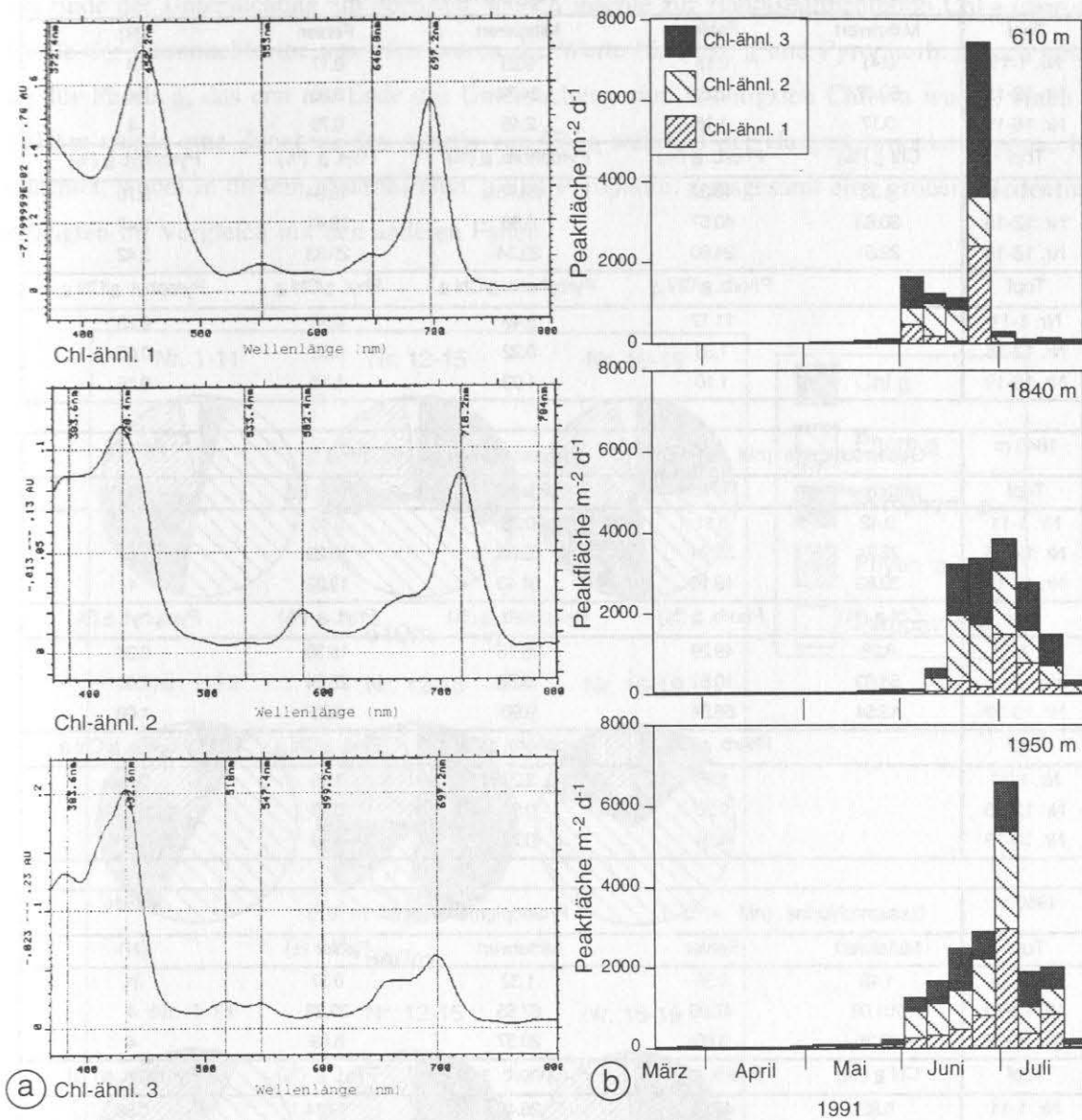


Abb. 4.22: Chl-ähnliche Pigmente in der BI-2-Verankerung. a) Absorptionsspektren der Chl-ähnlichen Pigmente 1-3 und b) deren Sedimentation in der Verankerung BI-2 (16.3. - 23.7.1991 bei $75^{\circ} 11.82' \text{N}$ und $12^{\circ} 29.38' \text{E}$, Wassertiefe 2050m) am Barents-See Kontinentalhang. Die einzelnen Fangintervalle repräsentieren 7 Tage mit Ausnahme des letzten, das nur 2 Tage fing.

Tab. 4.7: Sedimentationsraten der Gesamtchlorine und Phaeopigmente aus den Fangintervallen 1-11, 12-15 und 16-18 der Verankerung BI-2, nach Fallentiefen a) 610 m, b) 1840 m und c) 1950 m getrennt. Daraus wurden die prozentualen Anteile der Phaeopigmente und des Chl a an den Gesamtchlorinen und die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl a bestimmt. Fehler sind Standardfehler der Mittelwerte.

a)

610 m	Gesamtchlorine (nM m ⁻² d ⁻¹)		Phaeopigmente (nM m ⁻² d ⁻¹)		Anzahl
Topf	Mittelwert	Fehler	Mittelwert	Fehler	(N)
Nr. 1-11	0.41	0.18	0.39	0.17	11
Nr. 12-15	50.07	13.51	34.74	8.80	4
Nr. 16-19	3.17	1.16	2.45	0.70	4
Topf	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
Nr. 1-11	4.33	48.37	23.76	19.84	3.70
Nr. 12-15	30.63	40.67	6.86	19.41	2.42
Nr. 16-19	22.61	24.80	23.34	25.83	3.42
Topf	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
Nr. 1-11	11.17		5.49		0.85
Nr. 12-15	1.33		0.22		0.08
Nr. 16-19	1.10		1.03		0.15

b)

1840 m	Gesamtchlorine (nM m ⁻² d ⁻¹)		Phaeopigmente (nM m ⁻² d ⁻¹)		Anzahl
Topf	Mittelwert	Fehler	Mittelwert	Fehler (±)	(N)
Nr. 1-11	0.42	0.11	0.38	0.10	11
Nr. 12-15	73.71	37.94	35.68	18.29	4
Nr. 16-19	39.83	19.16	34.43	19.02	4
Topf	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
Nr. 1-11	8.28	49.29	26.75	15.30	0.37
Nr. 12-15	51.60	10.51	13.56	22.24	2.09
Nr. 16-19	13.54	66.94	9.90	8.53	1.09
Topf	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
Nr. 1-11	5.95		3.23		0.05
Nr. 12-15	0.20		0.26		0.04
Nr. 16-19	4.94		0.73		0.08

c)

1950 m	Gesamtchlorine (nM m ⁻² d ⁻¹)		Phaeopigmente (nM m ⁻² d ⁻¹)		Anzahl
Topf	Mittelwert	Fehler	Mittelwert	Fehler (±)	(N)
Nr. 1-11	1.42	0.38	1.32	0.37	11
Nr. 12-15	101.09	47.06	67.65	33.33	4
Nr. 16-19	29.35	8.60	20.37	6.69	4
Topf	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
Nr. 1-11	6.82	47.05	26.40	19.14	0.58
Nr. 12-15	33.08	33.69	8.95	23.04	1.24
Nr. 16-19	30.60	30.72	13.30	23.64	1.74
Topf	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
Nr. 1-11	6.90		3.87		0.09
Nr. 12-15	1.02		0.27		0.04
Nr. 16-19	1.00		0.43		0.06

Zur Bestimmung der Anteile der einzelnen Chlorine an den Gesamtchlorinen (Σ Chl a, Phorb. a, Pyrophorb. a, Phyt. a, Pyrophyt. a) wurden aus den einzelnen Werten der Fangintervalle 1 bis 11 (16.3.-1.6.1991), 12 bis 15 (2.6.-29.6.1991) und 16 bis 19 (29.6.-

23.7.1991) jeweils der Mittelwert und dessen Fehler berechnet. Die Werte sind für die drei Fallen in Tab. 4.7 a-c) aufgeführt. Zur Veranschaulichung zeigt Abb. 4.23 die prozentuale Verteilung der Gesamtchlorine. Die 610 m-Falle war danach zu Beginn stark durch Phorb. a-haltiges Material geprägt. Während der Hauptsedimentation stieg zwar der Anteil des Chl a, aber Phorb. a blieb weiterhin wichtigstes Chlorin. In 1840 m lag Phorb. a ebenfalls zu Beginn und am Ende der Untersuchung am höchsten, jedoch machte zur Hauptsedimentation Chl a über die Hälfte der Gesamtchlorine aus. Hier waren die Werte für Phyt. a und Pyrophorb. a auch höher als für Phorb. a, das erst am Ende der Untersuchung zum wichtigsten Chlorin wurde. Auch in 1950 m wurde eine Zunahme des Anteils von Chl a während der Hauptsedimentationsphase beobachtet, wobei in diesem Material Phyt. a und Pyrophorb. a insgesamt eine größere Bedeutung erlangten im Vergleich mit den anderen Fallen.

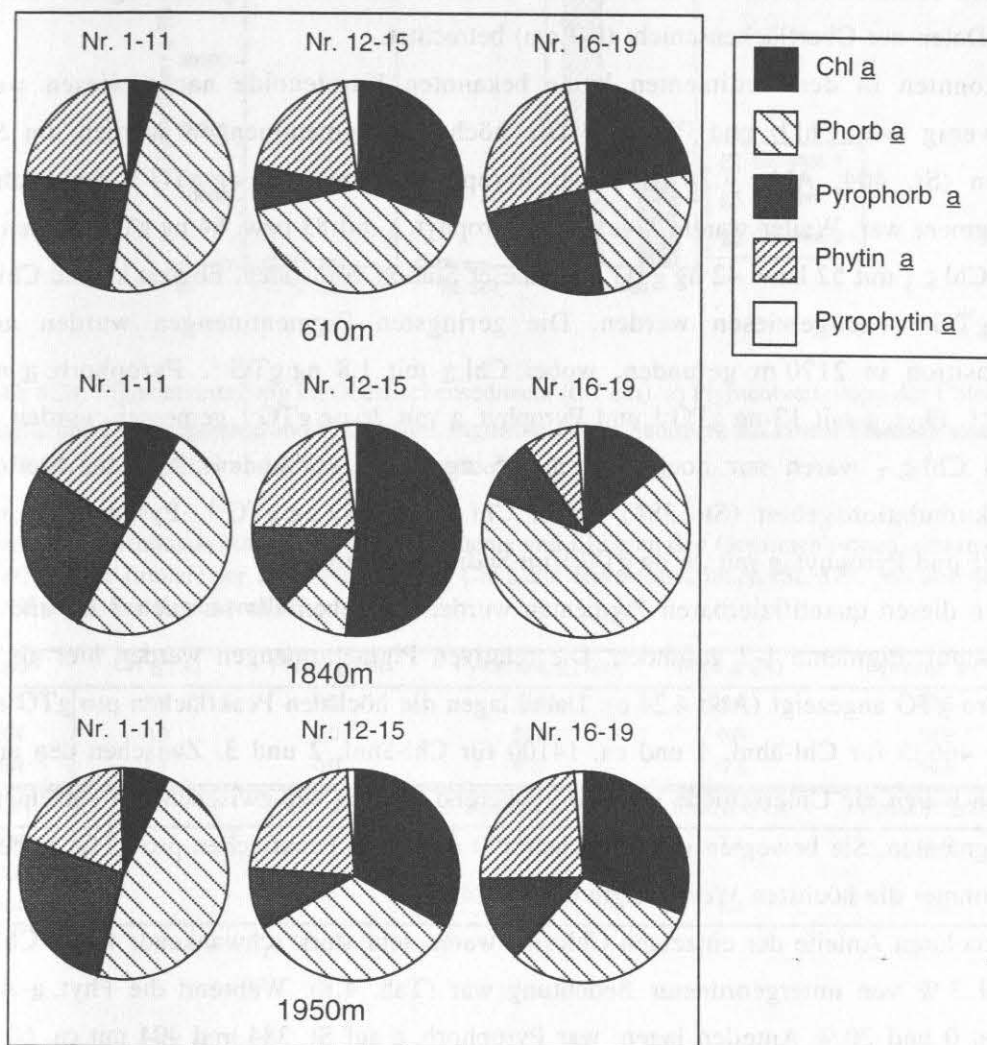


Abb. 4.23: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und des Chl a an den Gesamtchlorinen (Mittelwerte) aus den Fangintervallen 1-11, 12-15 und 16-18 der Verankerung BI-2, nach Fallentiefen 610, 1840 und 1950 m geordnet.

Die molaren Verhältnisse der Phaeopigmente zu Chl a waren entsprechend in allen Fällen im Intervall 1 bis 11 am höchsten, wobei mit bis zu 24 die höchsten Werte in der 1950 m-Falle zu messen waren (Tab. 4.7 a-c). Im Fangintervall 12 bis 15 fielen sie dann rapide und waren in 1840 m mit < 0.4 am geringsten (Tab. 4.7 b). Im letzten Fangintervall (16 - 19) stiegen die Werte insbesondere für Pyrophorb. a. Die insgesamt geringsten Werte in diesem Intervall wurden mit < 1 in der 1950 m-Falle angetroffen (Tab. 4.7 c).

4.3.3. Pigmentverteilung im Sediment

Für die Pigmentmessungen wurden drei Stationen auf einem Schnitt Schelfhang-aufwärts beprobt. St. 375 entspricht dabei der Fallenposition von Verankerung BI-2, und St. 404 befand sich am oberen Hang bei einer Wassertiefe von 375 m. Da die Pigmentmengen unterhalb der 0 bis 1 cm Sedimentschicht bei St. 375 und 384 unter der Nachweisgrenze lagen, wurden hier nur die Daten der Oberflächenschicht (0-1 cm) betrachtet.

Es konnten in den Sedimenten keine bekannten Karotenoide nachgewiesen werden, ebensowenig wie Chl b und Phorb. a. Die höchsten Pigmentmengen wurden am Schelf gefunden (St. 404, Abb. 4.24 a), wobei Pyrophorb. a mit 190 ng gTG^{-1} das wichtigste Phaeopigment war. Weiter waren Phyt. a und Pyrophyt. a mit 83 bzw. 64 ng gTG^{-1} neben Chl c₁₊₂ und Chl c₃ mit 52 bzw. 42 ng gTG^{-1} auf dieser Station vorhanden. Ebenso konnte Chl a mit 10 ng gTG^{-1} nachgewiesen werden. Die geringsten Pigmentmengen wurden an der Fallenposition in 2170 m gefunden, wobei Chl a mit 1.8 ng gTG^{-1} , Pyrophorb. a mit 11 ng gTG^{-1} , Phyt. a mit 13 ng gTG^{-1} und Pyrophyt. a mit 26 ng gTG^{-1} gemessen wurden. Chl c₁₊₂ und Chl c₃ waren nur noch mit ca. 0.5 ng gTG^{-1} vorhanden. Auf der Station im Hochakkumulationsgebiet (St. 384) waren Chl c₃ mit 52 ng gTG^{-1} , Pyrophorb. a mit 23 ng gTG^{-1} und Pyrophyt. a mit 26 ng gTG^{-1} im Sediment vertreten.

Neben diesen quantifizierbaren Pigmenten wurden hier ebenfalls (s. auch 3.2.2 und 4.3.2) die Chl-äuhl. Pigmente 1-3 gefunden. Die relativen Pigmentmengen werden hier als Peakfläche pro gTG angezeigt (Abb 4.24 b). Dabei lagen die höchsten Peakflächen pro gTG auf St. 404 mit 46635 für Chl-äuhl. 1 und ca. 14100 für Chl-äuhl. 2 und 3. Zwischen den anderen Stationen waren die Unterschiede nicht so gravierend, ebenso wie zwischen den einzelnen Chl-äuhl.-Pigmenten. Sie bewegten sich zwischen 350 und 1500 Peakflächen pro gTG, wobei Chl-äuhl. 1 immer die höchsten Werte zeigte (Abb 4.24 b).

Die molaren Anteile der einzelnen Chlorine waren sehr stark schwankend, wobei Chl a mit maximal 3 % von untergeordneter Bedeutung war (Tab. 4.8). Während die Phyt. a-Anteile zwischen 0 und 20 % Anteilen lagen, war Pyrophorb. a auf St. 384 und 404 mit ca. 60 % das wichtigste Chlorin. Bei St. 375 nahm es dagegen nur 30 % ein, dafür hatte hier Pyrophyt. a mit 47 % seinen größten Anteil. Die molaren Verhältnisse zu Chl a (Tab. 4.8) lagen zwischen 7 und 32.

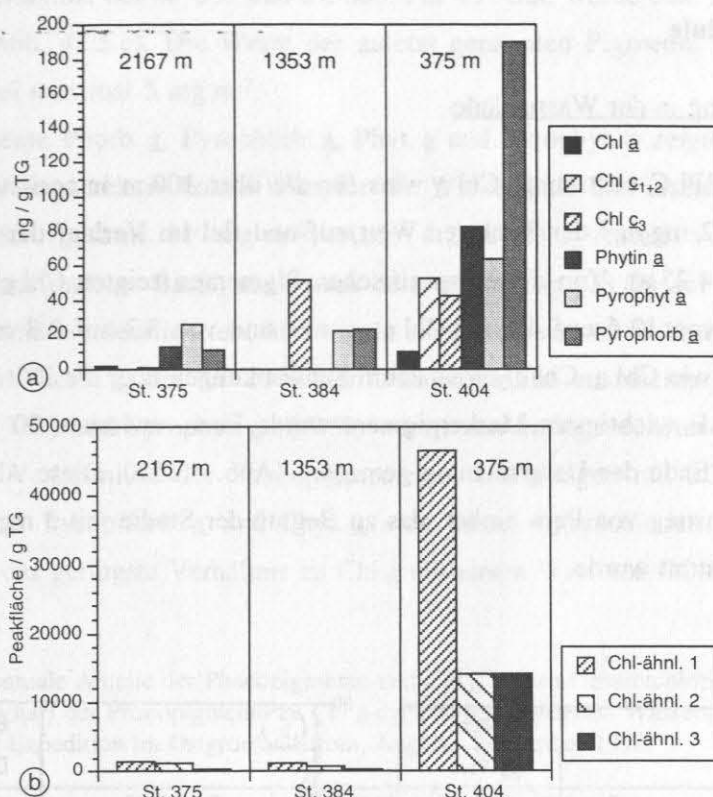


Abb 4.24: Pigmentverteilung im Oberflächensediment (0-1 cm). a) Pigmentverteilung der Chlorophylle und Phaeopigmente und b) Chl.-ähnl. Pigmente 1-3 im Sediment auf einem Transekt schelfaufwärts (ST. 375, 384 und 404) am Barents-See Kontinentalhang.

Tab. 4.8: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl *a* an den Gesamtchlorinen, sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl *a* der Sedimentstationen (St. 375, 384 und 404) am Barents-See Kontinentalhang.

Station	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
375	2.9	0.0	29.1	21.5	46.5
384	0.0	0.0	61.2	0.0	38.8
404	2.1	0.0	65.7	17.6	14.6
Station	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
375	-		9.9	7.3	15.8
384	-		-	-	-
404	-		31.5	8.4	7.0

4.4. Ostgrönlandstrom

4.4.1. Wassersäule

Pigmentverteilung in der Wassersäule

Das über die HPLC bestimmte Chl *a* wies für die über 100 m integrierte Wassersäule auf Station 880 mit 52 mg m^{-2} den höchsten Wert auf und fiel im Verlauf der Driftstudie auf 26 mg m^{-2} ab (Abb. 4.25 a). Von den unspezifischen Pigmenten zeigten Chl *c*₁₊₂ und Diad. mit einem Rückgang von 12.6 auf $4.5 \text{ mg Chl c}_{1+2} \text{ m}^{-2}$ und von 3.3 auf $0.8 \text{ mg Diad. m}^{-2}$ einen ähnlichen Verlauf wie Chl *a*. Chl *c*₃ wies kaum Schwankungen über die Zeit auf (ca. 1.2 mg m^{-2} , Abb. 4.25 b). Als wichtigstes Markerpigment wurde Fuco. zwischen 30 mg m^{-2} zu Beginn und 5 mg m^{-2} am Ende der Untersuchung gemessen (Abb. 4.25 a). Diese Abnahme von Fuco. ging mit einem Anstieg von Peri. einher, das zu Beginn der Studie mit 3 mg m^{-2} und am Ende mit 8 mg m^{-2} bestimmt wurde.

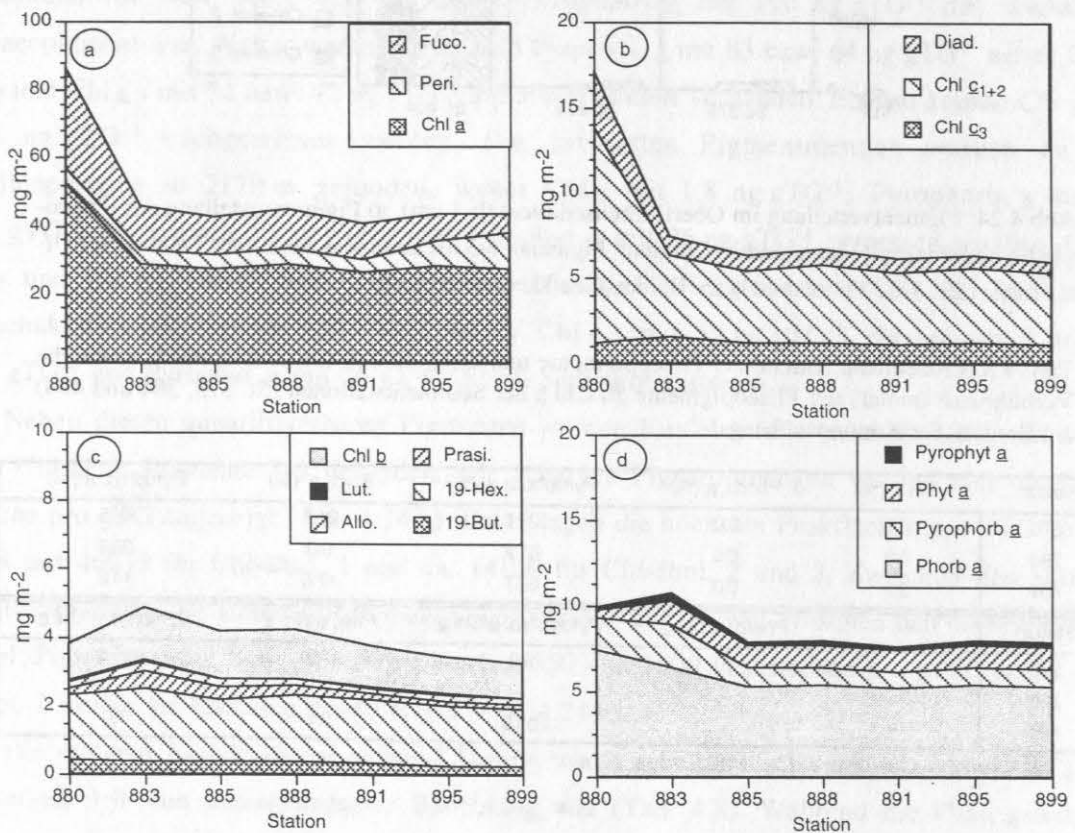


Abb. 4.25 a-d): Integrierte Werte (100 m) der Pigmente. a) Chl *a* und Markerpigmente, b) unspezifische Pigmente, c) weitere Markerpigmente und d) der Phaeopigmente der Poseidon 173/2 Expedition im Ostgrönlandstrom.

Während 19'-Hex. und Allo. kaum Schwankungen über die Zeit zeigten, hatten Chl b, Lut. und Prasi. jeweils Maxima bei St. 883 und St. 888. Für 19'-But. wurde eine Abnahme über die Zeit festgestellt (Abb. 4.25 c). Die Werte der zuletzt genannten Pigmente waren gering und lagen zusammen bei maximal 5 mg m⁻².

Die Phaeopigmente Phorb. a, Pyrophorb. a, Phyt. a und Pyrophyt. a zeigten mit mindestens 8 mg m⁻² (gesamt) einen relativ hohen Wert für die Wassersäule und erreichten die höchsten Werte auf St. 883 (gesamt 11 mg m⁻²; Abb. 4.25 d). Der Anteil von Chl a an den Gesamtchlorinen (auf molarer Basis) sank nach dem ersten Tag (78 %) auf ca. 70 %. Bei St. 883 war die Abnahme am deutlichsten; hier wurde ein Anteil von 65 % bestimmt. Wichtigstes Phaeopigment war Phorb. a, das ca. 20 % der Gesamtchlorine ausmachte. Pyrophorb. a (ca. 5 %), Phyt. a (ca. 3 %) und Pyrophyt. a (0.7 %) waren von untergeordneter Bedeutung in der Wassersäule. Die Verhältnisse der Phaeopigmente zu Chl a lagen mit 0.3 für Phorb. a am höchsten, während Pyrophorb. a und Phyt. a sich kaum unterschieden (0.06 und 0.05). Pyrophyt. a zeigte das geringste Verhältnis zu Chl a mit einem Wert von 0.01 (Tab. 4.9).

Tab. 4.9: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl a an den Gesamtchlorinen, sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl a der 100 m integrierten Wassersäulenwerte der Poseidon 173/2 Expedition im Ostgrönlandstrom, August - September 1990.

Station	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
880	77.87	16.55	4.61	0.76	0.22
883	64.61	21.78	9.36	3.11	1.15
885	70.61	20.66	4.59	3.45	0.69
888	71.56	20.03	4.42	3.32	0.68
891	70.54	20.88	4.52	3.35	0.72
895	71.17	20.29	4.49	3.35	0.70
899	70.66	20.73	4.52	3.41	0.69
Station					
	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	
880	0.21	0.06	0.01	0.00	
883	0.34	0.14	0.05	0.02	
885	0.29	0.06	0.05	0.01	
888	0.28	0.06	0.05	0.01	
891	0.30	0.06	0.05	0.01	
895	0.29	0.06	0.05	0.01	
899	0.29	0.06	0.05	0.01	

Gruppenspezifische Phytoplanktonzusammensetzung

Um die Phytoplanktonzusammensetzung zu bestimmen, wurde das lineare Modell Gl. (1) verwendet (s. Abschnitt 3.1.3). Da dieser Datensatz sehr klein war, mußten alle Daten aus der euphotischen Zone berücksichtigt werden. Trotz Verwendung aller Meßpunkte zwischen 0 und maximal 65 m konnte für die Pigmente Chl b, 19'-But., Lut., Allo. und Prasi. kein positiver Umrechnungsfaktor bestimmt werden. Da diese Gruppen alle in sehr geringen Konzentrationen vorkamen, und somit nur einen kleinen Teil der Phytoplanktonbiomasse ausmachten, wurden

die entsprechenden Konzentrationen addiert und als "Rest"-Gruppe betrachtet. Die daraus resultierenden Umrechnungsfaktoren ergaben sich zu:

$$\text{Chl } a = 1,1 \cdot \text{Peri} + 1,5 \cdot \text{Fuc} + 2,4 \cdot 19' \text{ hex} + 1,0 \cdot \text{Rest}$$

Das Modell erklärt mehr als 98,2 % der Datenvarianz. Mit Ausnahme des Faktors für den sogenannten Rest ($p = 0,4$) war die Vertrauenswahrscheinlichkeit für alle Faktoren größer als 95 %. Bei der Interpretation der Daten ist daher zu beachten, daß die Rest-spezifischen Chlorophyll-Äquivalente stark fehlerbehaftet sind.

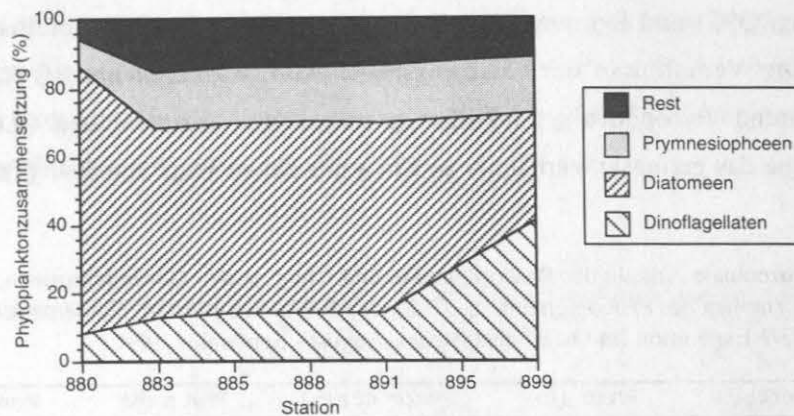


Abb. 4.26: Berechnete prozentuale Phytoplanktonzusammensetzung der integrierten Pigmentkonzentrationen aus der euphotischen Zone der Poseidon 173/2 Expedition im Ostgrönlandstrom

Die daraus berechnete prozentuale Zusammensetzung der Phytoplanktongemeinschaft in der euphotischen Zone ist in Abb. 4.26 dargestellt. Zu Beginn der Untersuchung nahmen die Diatomeen mit 78 % den größten Teil des Phytoplanktons ein. Zum Ende der Driftperiode war eine deutliche Verschiebung in Richtung autotrophe Dinoflagellaten zu beobachten, die von 9 % auf 43 % anstiegen. Die Prymnesiophyceen nahmen mit ca. 15 % ebenfalls eine wichtige Rolle in diesem pelagischen System ein. Die in dem Term "Rest" zusammengefaßten Phytoplanktongruppen setzten sich aus Micromonadophyceen, Pelagophyceen, Cryptophyceen und "grünen Algen" zusammen und nahmen ca. 13 % ein.

4.4.2. Drifter

Vergleich zwischen vergiftetem und unvergiftetem Probenmaterial

Für den Vergleich zwischen den unvergifteten zu den HgCl_2 vergifteten Proben des Drifters 1990 werden jeweils die berechneten Sedimentationsraten dargestellt (Balkendiagramm, Abb. 4.27-4.28) und daraus Unterschiede in der Sedimentation der Versuchsansätze interpretiert.

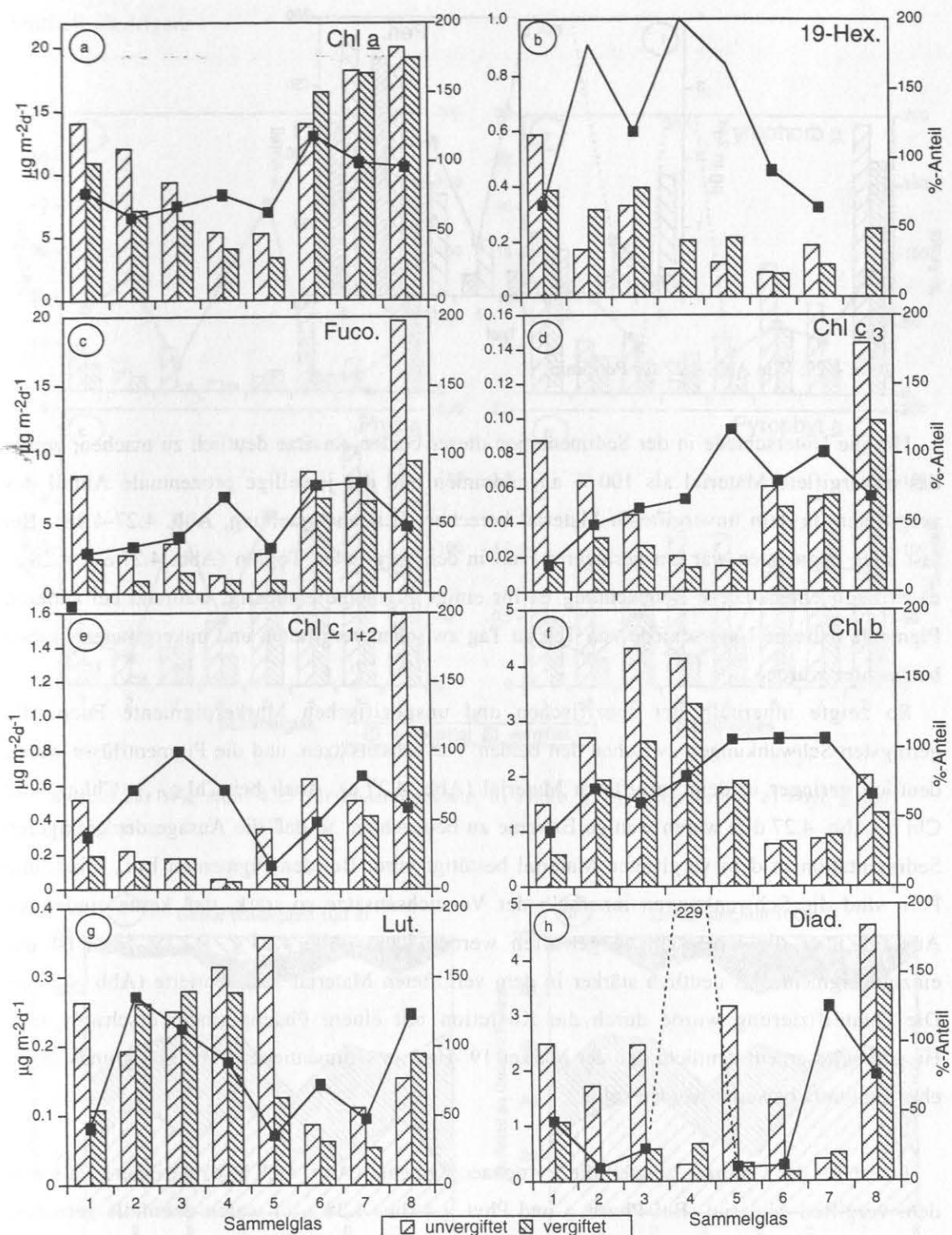


Abb. 4.27: Vergleich der Sedimentationsraten des unvergifteten mit dem HgCl₂ vergifteten Material des Tagesdrifters 1990. a) Chl a, b) 19-Hex., c) Fuco., d) Chl c₃, e) Chl c₁₊₂, f) Chl b, g) Lut. und h) Diad. Die Kurve kennzeichnet den prozentualen Anteil des vergifteten am unvergifteten Material, welches als 100 % gesetzt wurde.

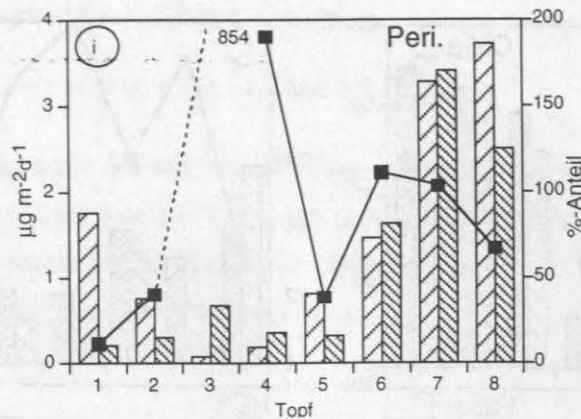


Abb. 4.27: Wie Abb. 4.27 für Peridinin.

Um die Unterschiede in der Sedimentation dieser beiden Ansätze deutlich zu machen, wurde das unvergiftete Material als 100 % angenommen und der jeweilige prozentuale Anteil des vergifteten an dem unvergifteten Material berechnet (Liniendarstellung, Abb. 4.27-4.28). Bei fast allen Pigmenten war ein geringerer Fluß in den vergifteten Töpfen (Abb. 4.27 a-i; 4.28 a-d) zu beobachten. Diese Beobachtung ist für einige Pigmente eindeutig, während bei anderen Pigmente extreme Unterschiede von Tag zu Tag zwischen vergifteten und unvergifteten Proben beobachtet wurden.

So zeigte innerhalb der spezifischen und unspezifischen Markerpigmente Fuco, die geringsten Schwankungen zwischen den beiden Versuchsansätzen, und die Pigmentflüsse waren deutlich geringer in dem vergifteten Material (Abb. 4.27 c). Auch bei Chl c_{1+2} , Chl c_3 und Chl b (Abb. 4.27 d-f) waren wenige Extreme zu beobachten, so daß die Aussage der geringeren Sedimentation in dem vergifteten Material bestätigt wird. Bei den Pigmenten Lut., Diad. und Peri. sind die Schwankungen innerhalb der Versuchsansätze so stark, daß keine eindeutige Aussage über die Unterschiede getroffen werden kann (Abb. 4.27 g-i). 19'-Hex. ist das einzige Pigment, das deutlich stärker in dem vergifteten Material sedimentierte (Abb. 4.27 b). Die Quantifizierung wurde durch die Koelution mit einem Phaeopigment erschwert war. Hieraus wird erneut deutlich, daß der Marker 19'-Hex. in sedimentiertem Material grundsätzlich eher qualitativ bewertet werden sollte.

Innerhalb der Chlorine zeigten die Pyropheopigmente (Abb. 4.28 b, d) geringere Flüsse in dem vergifteten Material. Bei Phorb. a und Phyt. a (Abb. 4.28 a, c) waren ebenfalls geringere Pigmentflüsse in dem vergifteten Material; hier waren jedoch größere Schwankungen zwischen den Versuchsansätzen zu beobachten.

Die prozentuale Zusammensetzung der Gesamtchlorine verdeutlicht die Unterschiede zwischen den beiden Versuchsansätzen (Abb. 4.29 a, b). Chl a und Phyt. a zeigten höhere Anteile in dem vergifteten Material, während in dem unvergifteten Material Phorb. a dominierte. Pyropheorb. a hatte dagegen ähnliche Anteile in beiden Fällen. Die Sedimentation der Gesamt-

chlorine war mit durchschnittlich ca. 60 % des vergifteten an dem unvergifteten Material deutlich niedriger.

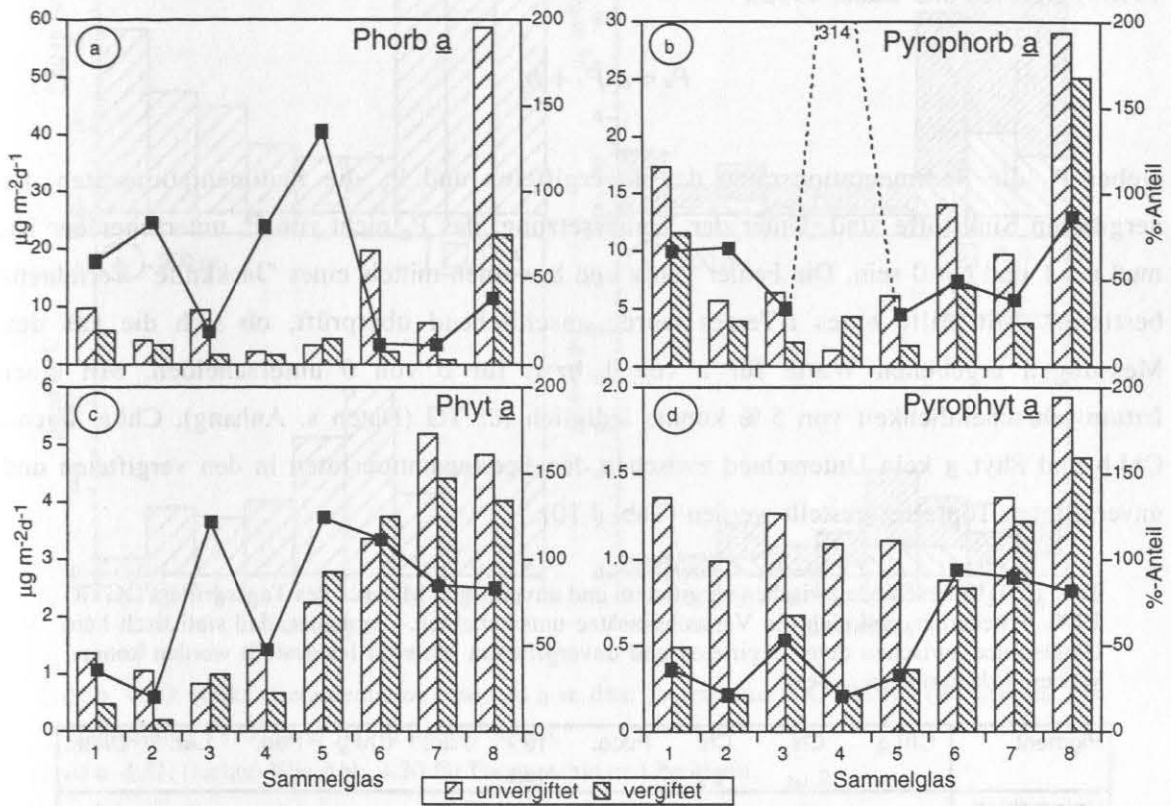


Abb. 4.28: Wie Abb. 4.27 für Phaeopigmente. a) Phorb. a, b) Pyrophorb. a, c) Phyt. a und Pyrophyt. a.

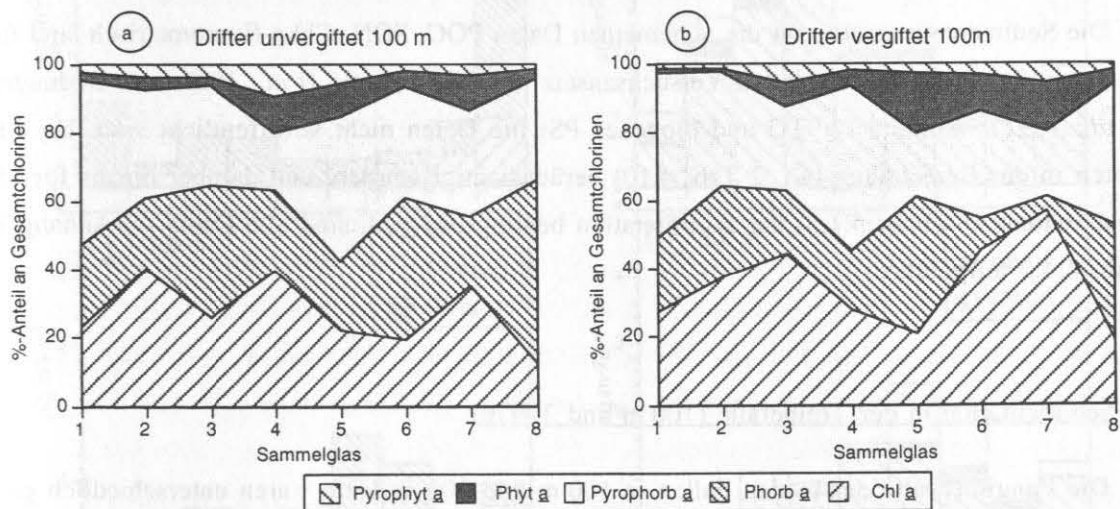


Abb. 4.29: Prozentuale Zusammensetzung der Gesamtchlorine für a) den unvergifteten und b) vergifteten Tagesdrifter OGTR-1990.

Für eine statistische Bewertung der Unterschiede bzw. Gemeinsamkeiten des vergifteten und unvergifteten Materials wurde ein lineares Modell gewählt, das im Unterschied zur "normalen" linearen Regression Fehler in beiden Variablen berücksichtigt (Bisektor-Regression, Isobe *et al.*, 1990; Feigelson und Babu, 1992),

$$P_u = a P_v + b, \quad (2)$$

wobei P_u die Sedimentationsraten der unvergifteten und P_v die Sedimentationsraten der vergifteten Sinkstoffe sind. Unter der Voraussetzung, das P_u nicht von P_v unterscheidbar ist, muß $a = 1$ und $b = 0$ sein. Die Fehler von a und b wurden mittels eines "Jackknife"-Verfahrens bestimmt. Mit Hilfe eines t-Testes wurde anschließend überprüft, ob sich die aus den Messungen ergebenden Werte für a von 1 bzw. für b von 0 unterscheiden. Mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % konnte lediglich für TG (Daten s. Anhang), Chl a, Fuco., Chl b und Phyt. a kein Unterschied zwischen den Sedimentationsraten in den vergifteten und unvergifteten Töpfe festgestellt werden (Tab. 4.10).

Tab. 4.10: Unterschiede zwischen vergiftetem und unvergiftem Material des Tagesdrifters OGTR-1990. + bedeutet, daß sich die Versuchsansätze unterscheiden, - bedeutet, daß statistisch kein Unterschied zwischen dem vergifteten und unvergiftem Material festgestellt werden konnte. Weitere Erläuterungen s. Text.

Pigment	Chl <u>a</u>	Chl <u>c</u> ₁₊₂	Chl <u>c</u> ₃	Fuco.	19'-Hex.	Allo.	Chl <u>b</u>	Peri.	Lut.	Diad..
Unterschied	-	+	+	-	+	+	-	+	+	+
Pigment / Parameter	Phorb. <u>a</u>	Pyro-phorb. <u>a</u>	Phyt. <u>a</u>	Pyro-phyt. <u>a</u>		TG	POC	PON	biogenesPSi	Chl <u>a</u> (Fluo.)
Unterschied	+	+	-	+	+	-	+	+	+	+

Die Sedimentationsraten für die allgemeinen Daten POC, PON, Chl a-fluorometrisch sind für den vergifteten und unvergifteten Versuchsansatz publiziert (Antia *et al.*, 1990; von Bodungen *et al.*, 1991), während für TG und biogenes PSi die Daten nicht veröffentlicht sind. Da alle Daten in der Berechnung (Gl. 2 Tab. 4.10) berücksichtigt wurden, und darüber hinaus für die Diskussion (Abschnitt 5.1.3) zur Interpretation benötigt wurden, sind alle Daten im Anhang in Tab. 4.4.2 aufgeführt.

Sedimentation in der Treibefalle (100 m und 300 m)

Die Fangintervalle der beiden Fallen in 100 m und 300 m Tiefe waren unterschiedlich programmiert (s. Tab. 3.5). Für einen Vergleich der Sedimentationsraten in den beiden Fallentiefen wurden deshalb für Abb. 4.30-4.34 a, b die Sedimentationsraten aus Topf 5 der 100 m-Falle (s. Abb. 4.27,-4.28), der über einen Zeitraum von 2 Tagen gefangen hatte, auch für Topf 6 verwendet.

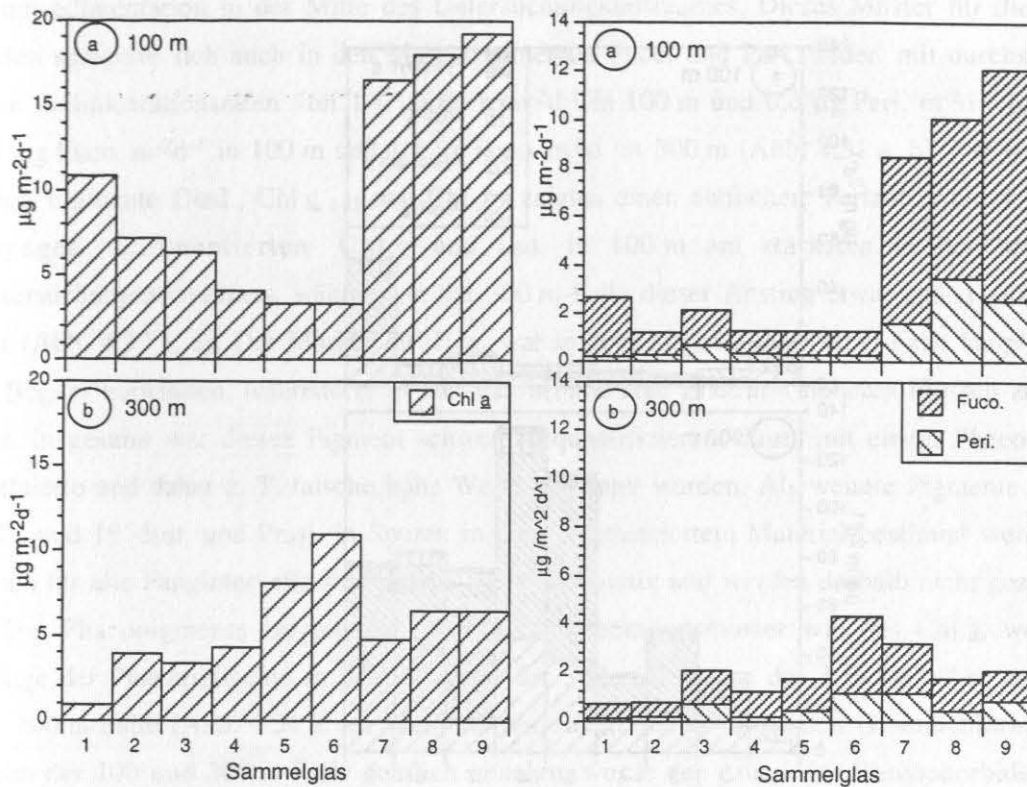


Abb. 4.30: (links) Sedimentation von Chl a in dem Tagesdrifter OGTR1990 (24. August bis 2. September 1990) in a) 100 m und b) 300 m.

Abb. 4.31: (rechts) Wie Abb. 4.30 für Fucoxanthin und Peridinin.

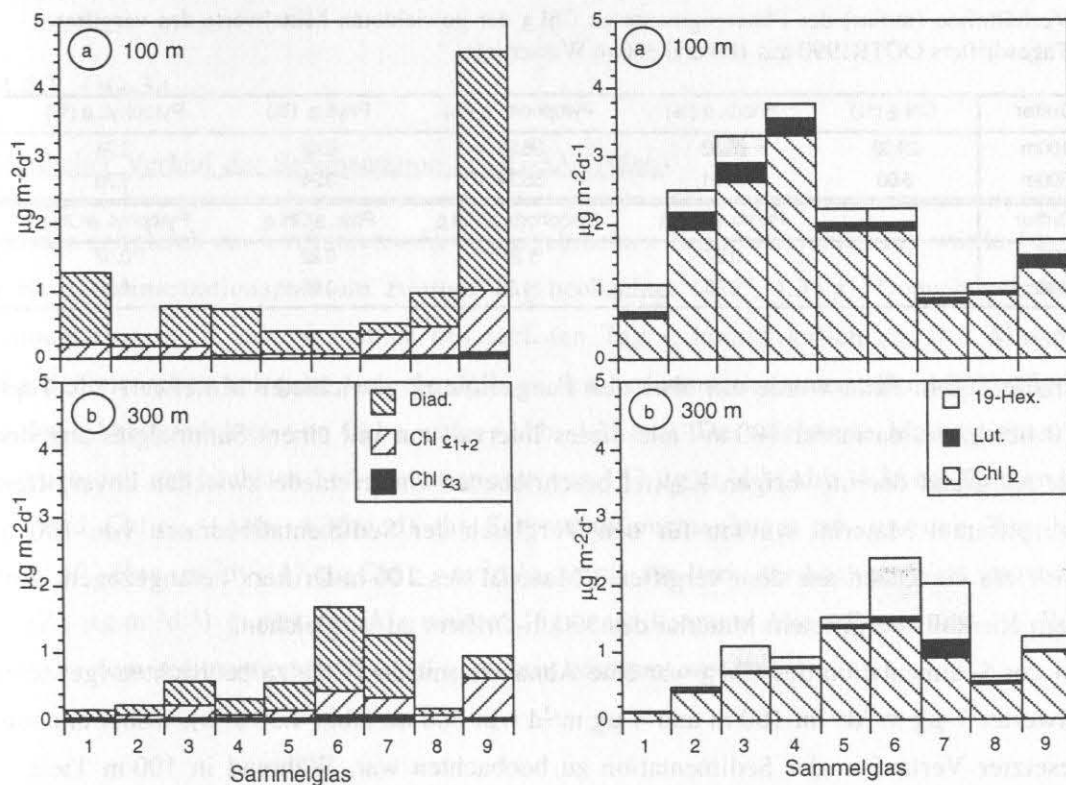


Abb. 4.32: (links) Wie Abb. 4.30 für Chl c₃, Chl c₁₊₂ und Diadinoxanthin.

Abb. 4.33: (rechts) Wie Abb. 4.30 für weitere Markerpigmente.

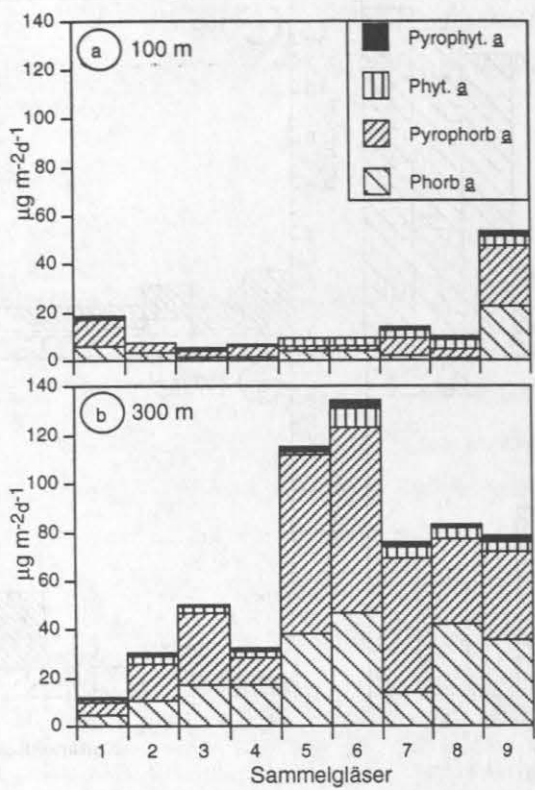


Abb. 4.34: Wie Abb. 4.30 für Phaeopigmente.

Tab. 4.11: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl *a* an den Gesamtchlorinen, sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl *a* der gewichteten Mittelwerte des vergifteten Tagesdrifters OGTR1990 aus 100 und 300 m Wassertiefe.

Drifter	Chl <i>a</i> (%)	Phorb. <i>a</i> (%)	Pyrophorb. <i>a</i> (%)	Phyt. <i>a</i> (%)	Pyrophyt. <i>a</i> (%)
100m	29.09	25.33	36.92	6.42	2.24
300m	5.00	34.31	55.74	3.24	1.70
Drifter	Phorb. <i>a</i> /Chl <i>a</i>		Pyrophorb. <i>a</i> /Chl <i>a</i>	Phyt. <i>a</i> /Chl <i>a</i>	Pyrophyt. <i>a</i> /Chl <i>a</i>
100m	0.87		1.27	0.22	0.07
300m	6.98		11.38	0.66	0.35

Für die 300 m-Fälle wurde ein über den Fangzeitraum gewichteter Mittelwert aus Topf 9 und 10 bestimmt, da in der 100 m-Fälle dieses Intervall nur mit einem Sammelglas abgedeckt wurde. Aufgrund der im vorigen Kapitel beschriebenen Unterschiede zwischen unvergiftetem und vergiftetem Material wurden für den Vergleich der Sedimentationsraten von 100 und 300 m Tiefe die Daten aus dem vergifteten Material des 100 m-Drifters herangezogen, um es mit dem ebenfalls vergifteten Material des 300 m-Drifters zu vergleichen.

Bei der Sedimentation des Chl *a* war eine Abnahme mit der Tiefe zu beobachten (gewichtete Mittelwerte. 9 $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 100 m und 4 $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 300 m; Abb. 4.30 a, b), wobei ein entgegengesetzter Verlauf in der Sedimentation zu beobachten war. Während in 100 m Tiefe von Beginn der Untersuchung zur Mitte hin ein deutlicher Abfall und zum Ende wieder ein starker Anstieg der Chl *a*-Flüsse zu beobachten war (Abb. 4.30 a), erfolgte in der 300 m-Fälle die

Hauptsedimentation in der Mitte des Untersuchungszeitraumes. Dieses Muster für die beiden Fallen spiegelte sich auch in den Markerpigmenten Fuco. und Peri. wider, mit durchschnittlichen Sedimentationsraten von $1.1 \mu\text{g Peri. m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 100 m und $0.6 \mu\text{g Peri. m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 300 m, $3.6 \mu\text{g Fuco. m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 100 m und $1.4 \mu\text{g Fuco. m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 300 m (Abb. 4.31 a, b). Die unspezifischen Pigmente Diad., Chl c_{1+2} und Chl c_3 zeigten einen ähnlichen Verlauf (Abb. 4.32 a, b). Dagegen sedimentierten Chl b und Lut. in 100 m am stärksten in der Mitte des Untersuchungszeitraumes, während in der 300 m-Falle dieser Anstieg etwas später anzutreffen war (Abb. 4.33 a, b). Der Marker 19'-Hex. war in dem Material der 100 m-Falle hauptsächlich zu Beginn vorhanden, während er in der 300 m-Falle zum Ende mit höheren Flüssen zu finden war. Insgesamt war dieses Pigment schwer zu quantifizieren, da es mit einem Phaeopigment koeluierte und daher z. T. falsche hohe Werte bestimmt wurden. Als weitere Pigmente konnten Allo. und 19'-But. und Prasi. in Spuren in dem sedimentiertem Material bestimmt werden (die Daten für alle Fangintervalle sind jedoch nicht quantitativ und werden deshalb nicht gezeigt).

Die Phaeopigmente zeigten das gleiche Sedimentationsmuster wie das Chl a , wobei die Menge der Phaeopigmente in dem Material der 300 m-Falle um das 3-fache höher war als in der 100 m-Falle (Abb. 4.34 a, b). Während der Anteil des Chl a an den Gesamtchlorinen zwischen der 100 und 300 m-Falle deutlich abnahm, wurde der Anteil der Phaeophorbide bedeutender (Tab. 4.11). Der Anteil der Phaeophytine an den Gesamtchlorinen sank dagegen ebenfalls. Das molare Verhältnis der Phaeopigmente zu Chl a lag in 100 m-Tiefe mit maximal 1.3 (Pyrophorb. a) wesentlich niedriger als in 300 m mit maximal 11.4 (Pyrophorb. a).

4.4.3. OG-3A

Zeitlicher Verlauf der Sedimentation in OG-3A (100m)

In der zeitgleich zur Driftuntersuchung ausgebrachten Kurzzeitverankerung wurde für Chl a ein Hauptsedimentationspuls am zweiten Tag beobachtet (Abb. 4.35 a). Danach nahmen die Sedimentationsraten, mit Ausnahme des sechsten Tages, kontinuierlich ab. Das Muster der Chl a -Sedimentation spiegelte sich ebenfalls in den Sedimentationsraten aller Markerpigmente und den Abbauprodukten von Chl a wider (Abb. 4.35 b-e). Das wichtigste Markerpigment war hier Fuco. mit der höchsten Sedimentationsrate von $152 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Abb. 4.35 b). Während 19'-Hex. und Chl c_3 (Abb. 4.35 c, d) ihr Sedimentationsmaximum am zweiten Tag hatten ($34 \mu\text{g 19'-Hex. m}^{-2}\text{d}^{-1}$; $17 \mu\text{g Chl } c_3 \text{ m}^{-2}\text{d}^{-1}$), wurde für Peri. der höchste Wert am sechsten Tag ($22 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) gemessen. Als weitere Pigmente konnten Allo., Prasi. und 19'-But. in Spuren in dem sedimentierten Material qualitativ bestimmt werden.

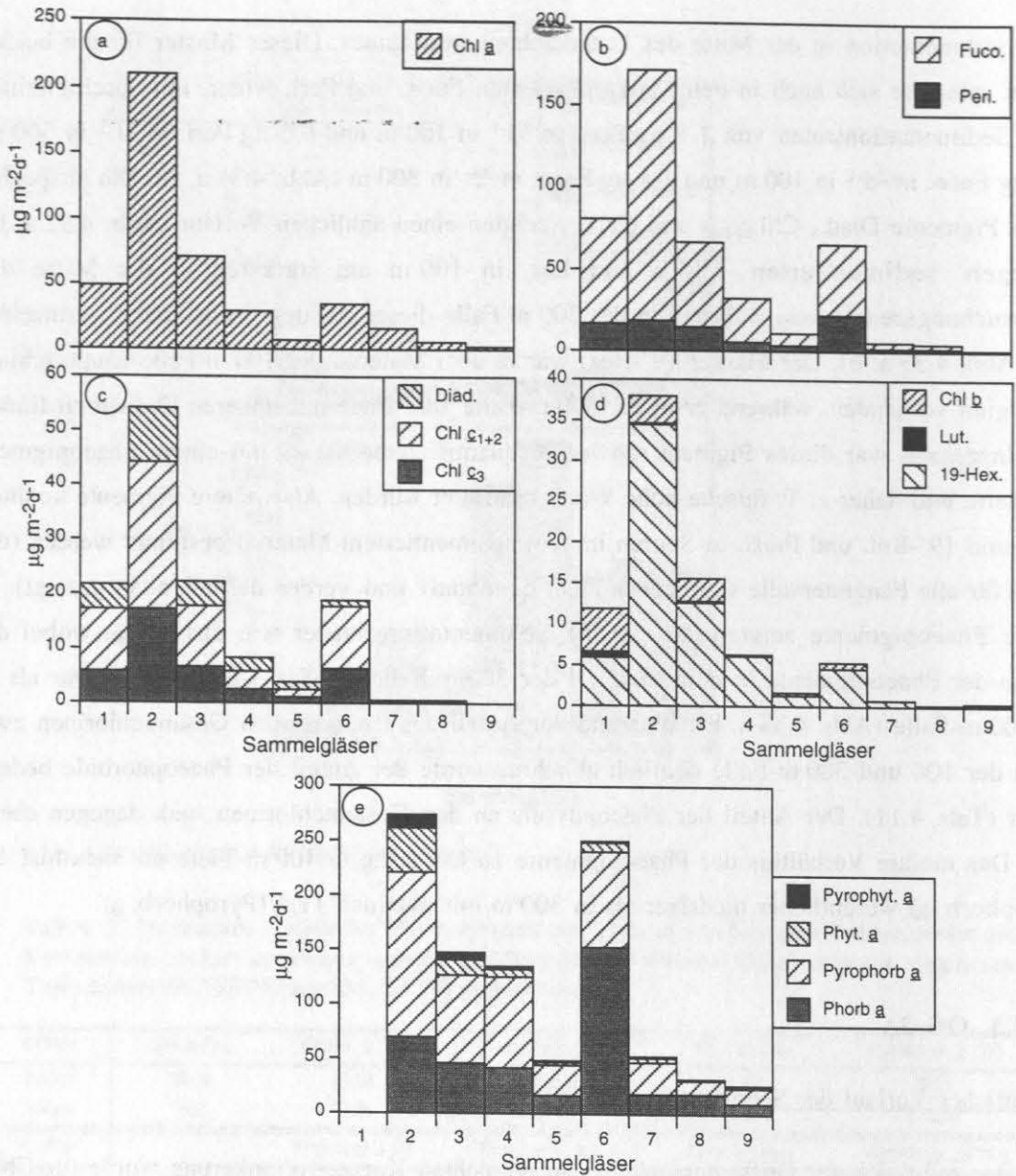


Abb. 4.35 a-e: Zeitlicher Verlauf der Sedimentation der Sinkstoffe in der Kurzzeitverankerung OG 3A-100 m. a), Chl a, b-d), akessorische Pigmente und e) Phaeopigmenten Die Fanginter-
valle betragen 24 h, mit Ausnahme des letzten Intervalls (6 h).

Bei den Phaeopigmenten war eine Verschiebung der Zusammensetzung ebenfalls zu beobachten (Abb. 4.35 e), wobei Phyt. a die höchste Sedimentationsrate am zweiten Tag ($40 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) und Phorb. a am sechsten Tag ($152 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) hatte. Die molare Zusammensetzung der Phaeopigmente zeigte während der Untersuchung eine Abnahme von Chl a an den Gesamtchlorinen (Tab. 4.12). Pyrophorb. a wies kaum Veränderungen über die Zeit auf, während der Anteil des Phorb. a in dem Untersuchungszeitraum anstieg.

Tab. 4.12: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl *a* an den Gesamtchlorinen, sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl *a* der Sinkstoffe aus OG-3A-100 m.

Topf	Chl <i>a</i> (%)	Phorb. <i>a</i> (%)	Pyrophorb. <i>a</i> (%)	Phyt. <i>a</i> (%)	Pyrophyt. <i>a</i> (%)
1	-	-	-	-	-
2	33.73	16.77	40.77	6.58	2.16
3	24.10	22.96	45.92	4.78	2.24
4	12.22	26.39	57.07	3.53	0.80
5	9.46	30.97	55.74	2.50	1.32
6	8.44	54.34	34.86	1.87	0.49
7	16.83	27.53	50.09	3.99	1.57
8	11.96	46.36	37.77	2.80	1.11
9	7.45	32.91	52.77	4.83	2.03

Topf	Phorb. <i>a</i> /Chl <i>a</i>	Pyrophorb. <i>a</i> /Chl <i>a</i>	Phyt. <i>a</i> /Chl <i>a</i>	Pyrophyt. <i>a</i> /Chl <i>a</i>
1	-	-	-	-
2	0.50	1.21	0.19	0.06
3	0.95	1.91	0.20	0.09
4	2.16	4.68	0.29	0.06
5	3.28	5.91	0.26	0.14
6	6.45	4.14	0.22	0.06
7	1.64	2.98	0.24	0.09
8	3.88	3.16	0.23	0.09
9	4.43	7.11	0.65	0.27

Sedimentation in OG-3A: Vergleich aller Tiefen

Für den Vergleich der Sedimentation in den unterschiedlichen Tiefen wurde aus der 100 m-Falle ein statistisch gewichteter Mittelwert aus den einzelnen Fangintervallen (23.8. - 1.9.1990) berechnet, der die unterschiedliche Dauer der Fangzeit pro Probenkopf berücksichtigt. Die Sedimentation von Chl *a* nahm von $52 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 100 m Tiefe auf $2.6 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 2000 m Tiefe ab (Abb. 4.36 a). Bei den unspezifischen Markern nahm Chl \underline{c}_{1+2} mit der Tiefe ab ($8 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 100 m auf $0.3 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 1000 m) und war in der 2000 m-Falle nur noch in Spuren nachzuweisen (Abb. 4.36 b). Ebenso verhielt sich Chl \underline{c}_3 , das in den beiden unteren Fallen nicht mehr nachzuweisen war. Diad. hatte ein Maximum in der 500 m-Falle ($4.6 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) und nahm in den tiefen Fallen (1000 und 2000 m) ab ($0.05 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 2000 m, Abb. 4.36 b). Bei den Markerpigmenten war ein Maximum in der 500 m-Falle ebenfalls bei Chl *b* ($2.8 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) und 19'-Hex. ($12 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) zu beobachten (Abb. 4.36 c). Zur Tiefe nahmen diese beiden Marker aber wieder ab ($0.4 \text{ mg Chl } \underline{b} \text{ m}^{-2}$, $0.6 \text{ mg } 19'\text{-Hex. m}^{-2}$). Bei dem Marker 19'-Hex. ist jedoch zu beachten, daß dessen Sedimentationsrate aufgrund der Koelution mit einem Phaeopigment überschätzt worden ist. Die Markerpigmente Fuco. und Peri. zeigten jeweils eine Abnahme mit der Tiefe, von $43 \text{ mg Fuco. m}^{-2}$ und $10 \text{ mg Peri. m}^{-2}$ in dem Material der 100 m-Falle auf 0.5 Fuco. m^{-2} und $0.2 \text{ mg Peri. m}^{-2}$ in der 2000 m-Falle (Abb. 4.36 c).

Die Sedimentationsraten der Phaeopigmente Phorb. *a* und Pyrophorb. *a* hatten ein Maximum in der 500 m-Falle mit 114 bzw. $85 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ und nahmen dann in der 2000 m-Falle auf

3 bzw. 2 $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ab (Abb. 4.36 d). Pyrophyt. a zeigte ebenfalls einen geringfügigen Anstieg in der 500 m-Falle (7.5 $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) und hatte mit 3.6 $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 1000 m noch eine ähnliche Sedimentationsrate wie in der flachsten Falle (3.4 $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$). In 2000 m Tiefe betrug der Wert noch 1.6 $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Phyt. a zeigte im Gegensatz dazu eine Abnahme in Relation zur Tiefe, und zwar von 11 $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 100 m auf 1.5 $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in der 2000 m-Falle (Abb. 4.36 d).

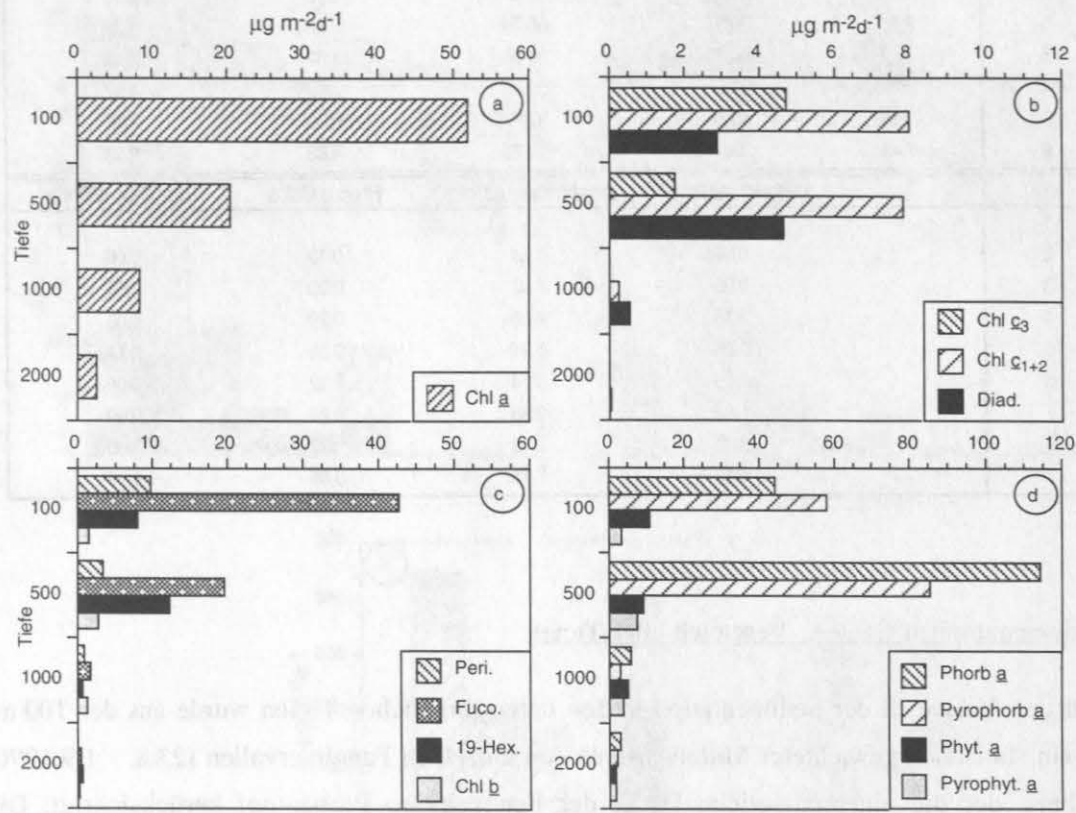


Abb. 4.36: Sedimentation von a) Chl a b-c), akzessorischen Pigmenten und d) Phaeopigmenten in den Sinkstoffen der unterschiedlichen Tiefen (100, 500, 1000, 2000 m) der Kurzzeitverankerung OG 3A. Die Tiefenskala ist nicht äquidistant.

Tab. 4.13: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl a an den Gesamtchlorinen, sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl a aus den verschiedenen Fallentiefen (100, 500, 1000 und 2000 m) der Kurzzeitverankerung OG-3A.

Tiefe (m)	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
100	22.58	28.92	42.06	4.78	1.66
500	5.89	49.00	40.63	2.09	2.40
1000	27.25	28.18	15.13	16.15	13.28
2000	18.68	31.93	25.63	11.20	12.56
Tiefe (m)	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u> Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u> Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u> Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>				
100	1.28 1.86 0.21 0.07				
500	8.41 6.97 0.35 0.40				
1000	1.03 0.55 0.59 0.48				
2000	1.72 1.38 0.60 0.67				

Der Anteil der einzelnen Phaeopigmente auf molarer Basis zeigte für Chl *a*, mit Ausnahme der 500 m-Falle, bis in die maximale Falltiefe einen Wert, der um 20 % schwankte (Tab. 4.13). Dieses war nicht auf eine geringe Sedimentation von Chl *a* in 500 m Tiefe zurückzuführen, da die absoluten Chl *a*-Sedimentationsraten in der 500 m-Falle deutlich höher als in den darunter liegenden Fallen waren. In dem sedimentierten Material der 500 m-Falle dominierten dagegen Phaeopigmente, wie der hohe Anteil des Phorb. *a* an den Gesamtchlorinen mit nahezu 50 % zeigt (Tab. 4.13). Pyrophorb. *a* nahm in den oberen Fallen ca. 40 % der Gesamtchlorine ein und verlor in den tieferen Fallen an Bedeutung (15 - 25 %). Der Anteil von Phyt. *a* war in der 1000 m-Falle mit 15 % am größten, während in den beiden oberen Fallen der Beitrag bei 5 bzw. 2 % lag. Pyrophyt. *a* hatte in den beiden oberen Fallen einen geringeren Anteil an den Gesamtchlorinen (< 2.5 %), dafür lag der Beitrag in der 1000 und 2000 m-Falle bei 13 %. Dieses zeigte sich auch anhand der molaren Verhältnisse zu Chl *a*, die von 0.1 auf 0.6 für beide Phaeophytine in den tieferen Fallen anstiegen. Bei den Phaeophorbiden war das molare Verhältnis von 8 für Phorb. *a* und 7 für Pyrophorb. *a* in der 500 m-Falle sehr hoch und ist, wie oben bereits erwähnt, nicht auf eine geringe Sedimentationsrate von Chl *a* in dieser Tiefe zurückzuführen. Die weiteren molaren Verhältnisse dieser Pigmente schwankten zwischen 0.5 und 2 in den übrigen Tiefen.

4.5. Experimente zur Veränderung von Pigmenten

4.5.1. Abbauxperimente

Da bei den Abbauxperimenten Wert auf die Veränderung einzelner Pigmente, insbesondere des Chl *a*, gelegt wurde, soll in diesem Kapitel, im Gegensatz zu allen anderen Darstellungen, zwischen reinem Chl *a* (rChl *a*; Peak 15; Abb. 4.1 a) und Chl *a*-Allomer (Peak 14; Abb. 4.1 a) unterschieden werden. Das Epimer-Derivat des Chl *a* (Peak 16) wurde bei diesen Versuchen nicht gefunden (s. Abb. 4.1. f). Deshalb wurde im folgenden zwischen der immer als Chl *a* bezeichneten Kombination aus Chl *a* und seinen Derivaten und dem als rChl *a* bezeichneten reinen Chl *a* unterschieden (vergl. auch Abschnitt 4.1). Da rChl *a* und Chl *a*-Allomer als Ausgangsmaterial für den potentiellen Abbau von Phaeopigmenten zur Verfügung standen, wurden bei den Verhältnisberechnungen der Phaeopigmente zu Chl *a* und der prozentualen Zusammensetzung der Gesamtchlorine diese beiden Terme, wie bei den restlichen Daten, zu Chl *a* zusammengefaßt.

Suspendiertes Material (*in situ* Phytoplankton)

Ebenso wie in dem Wassersäulenmaterial des Ostgrönlandstromes (Abschnitt 4.4.1.) traten bei diesem Versuch als wichtigste Marker Fuco. mit $2.85 \mu\text{g l}^{-1}$ und Peri. mit einer Anfangskonzentration von $1.1 \mu\text{g l}^{-1}$ (Daten nicht gezeigt) auf. Da 19'-Hex. mit einem Phaeo-

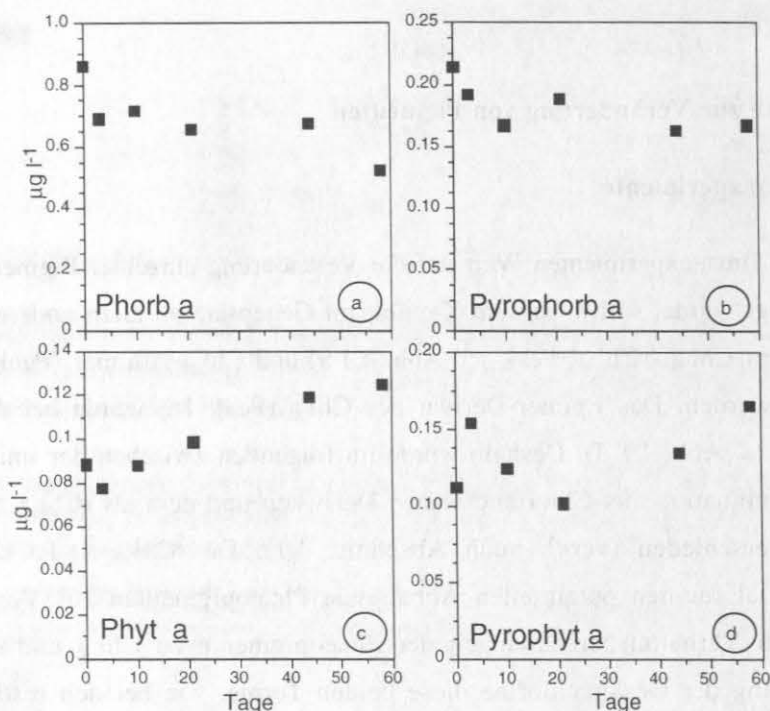
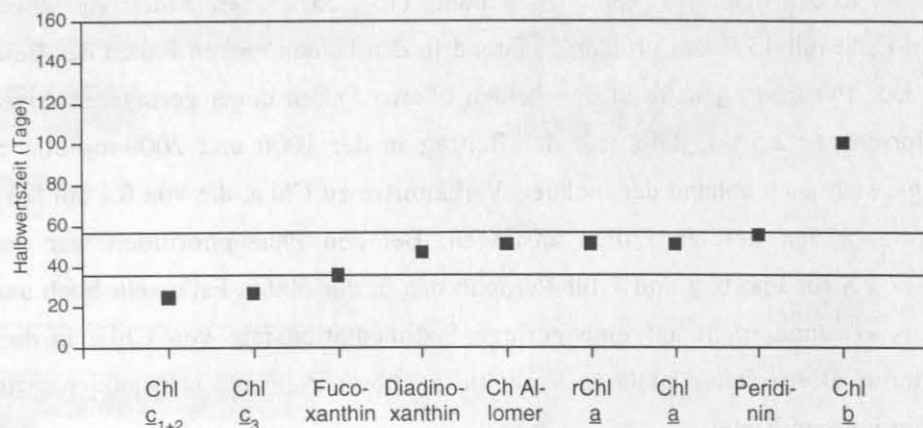
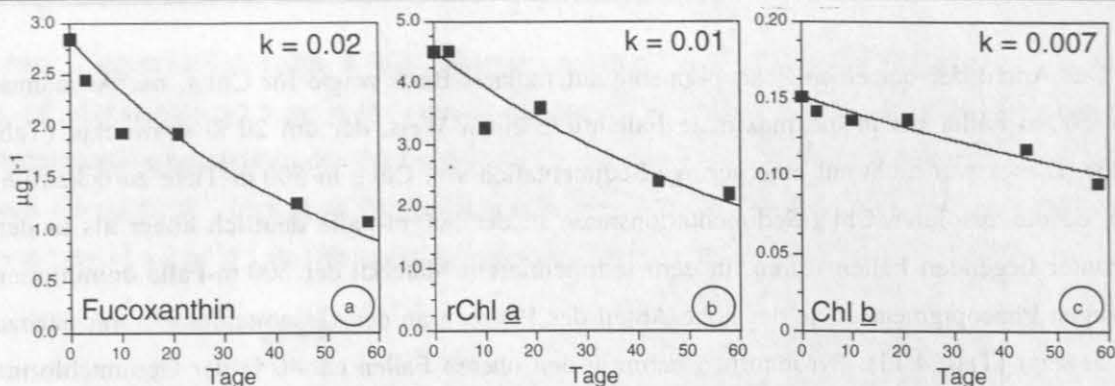


Abb. 4.37: (oben) Während des Phytoplanktonabbauexperimentes gemessene Konzentrationen von a) Fuco., b) rChl a und c) Chl b als Funktion der Zeit. Die Kurven zeigen den modellierten Abbau nach Gl. 4. k ist die Zerfallskonstante in Tage^{-1} .

Abb. 4.38: (mitte) Während des Phytoplanktonabbauexperimentes bestimmte Halbwertszeiten der verschiedenen Pigmente und die mit Hilfe des t-Tests bestimmte signifikante Gruppentrennung (Linien) dieser Pigmente.

Abb. 4.39: (unten) Während des Phytoplanktonabbauexperimentes gemessene Konzentrationen von a) Phorb. a, b) Pyrophorb. a, c) Phyt. a und d) Pyrophyt. a als Funktion der Zeit

pigment koeluierte, konnte es nicht genau quantifiziert werden. Daher wurde auf die Bestimmung dieses Pigmentes verzichtet.

Im folgenden wird anhand des Fuco., rChl a und Chl b der Bereich der Konzentrationsveränderungen der Pigmente in diesem Versuch aufgezeigt. Die nachfolgenden Berechnungen werden dann für alle sicher bestimmten Pigmente präsentiert. In Abb. 4.37 a-c sind als Beispiele die gemessenen Konzentrationen von Fuco., rChl a und Chl b als Funktion der Zeit dargestellt. Aus den Daten ist deutlich zu erkennen, daß die Pigmentkonzentrationen mit der Zeit abnahmen, d.h., daß die entsprechenden Pigmente abgebaut wurden. Nimmt man an, daß der Pigmentabbau eine Reaktion erster Ordnung darstellt, also eine irreversible Reaktion der Form Pigment \rightarrow Abbauprodukt ist (dieses ist zu erwarten, da das Probenmaterial nicht vergiftet war und somit theoretisch alle organische Substanz, die vorhanden war, über Bakterien abgebaut werden konnte), dann gilt für die Abbaurrate des Pigmentes (z.B. Wilkinson, 1980, S. 16f):

$$\frac{dC(t)}{dt} = -k C(t) \quad (3)$$

$C(t)$ ist die Pigmentkonzentration zum Zeitpunkt t und k die sog. Zerfallskonstante (Einheit 1/Zeit). Die Abbaurrate ist proportional zu der zu einem bestimmten Zeitpunkt zur Verfügung stehenden Pigmentmenge. (Es ist hier bedeutungslos, ob mit Pigmentkonzentrationen oder Pigmentmengen gerechnet wird, da zur Umrechnung der Konzentrationen in entsprechende Stoffmengen beide Seiten von Gl. 3 mit einem identischen Volumen zu multiplizieren sind.) Weiterhin ist aus Gl. 3 ersichtlich, daß für eine bestimmte Konzentration die Abbaurrate proportional zur Zerfallskonstanten ist, d.h., hohe Werte von k zeigen einen schnellen Abbau an, während niedrige Werte einen vergleichsweisen langsamen Abbau dokumentieren. Die Integration von Gl. 3 ergibt:

$$C(t) = C_0 e^{-kt} \quad (4)$$

worin C_0 die Pigmentkonzentration zu Beginn des Abbauxperimentes ($t=0$) ist. Da sowohl diese Anfangskonzentration als auch $C(t)$ - die zeitabhängige Pigmentkonzentration - bekannt sind, kann die Zerfallskonstante k geschätzt werden. Dazu wird das Abbaumodell (Gl. 4) in Abhängigkeit von k mittels der Methode der kleinsten Quadrate an die gemessenen Pigmentkonzentrationen angepaßt. Neben der Schätzung von k erfolgt auch eine Fehlerabschätzung von k .

In Abb. 4.37 a-c sind die entsprechend angepaßten Abbaufunktionen für die verschiedenen Pigmente und die jeweiligen Zerfallskonstanten dargestellt. Chl b hatte die kleinste Zerfalls-

Aus der Zerfallskonstante k kann nach folgender Gleichung die Halbwertszeit t_H berechnet werden:

$$t_H = \frac{\ln 0.5}{-k} \approx \frac{0.69}{k} \quad (5)$$

Diese Größe gibt an, nach welcher Zeit die Hälfte des zu einem bestimmten Zeitpunkt vorhandene Ausgangsmaterial abgebaut ist. Die so bestimmten Halbwertszeiten zeigten eine große Spannbreite für die einzelnen Pigmente (von 20 Tagen für Chl a_3 bis zu 100 Tagen für Chl b , Abb. 4.38) und ließen sich nach den Ergebnissen des t-Tests grobschematisch in drei Pigmentgruppen einteilen (durch waagerechten Linien in Abb. 4.38 angedeutet). Die Pigmente Fuco. und Peri. waren dabei nicht eindeutig einer Gruppe zuzuordnen. Chl a -Allomer ließ sich nicht in dieses Schema einpassen, da es statistisch lediglich langsamer als Chl c_{1+2} zerfiel (s. auch Tab. 4.14 b).

Tab. 4.15: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl a an den Gesamtchlorinen, sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl a des Phytoplanktonexperimentes.

Tage	Chl a (%)	Phorb. a (%)	Pyrophorb. a (%)	Phyt. a (%)	Pyrophyt. a (%)
0	73.84	18.10	5.03	1.29	1.74
3	75.37	15.87	4.91	1.24	2.60
10	69.77	20.53	5.34	1.75	2.62
21	73.13	17.47	5.59	1.82	2.00
44	64.55	23.08	6.20	2.80	3.37
58	66.24	19.28	6.85	3.17	4.46
Tage	Verhältnisse (molar)				
	Phorb. a /Chl a	Pyrophorb. a /Chl a	Phyt. a /Chl a	Pyrophyt. a /Chl a	
0	0.245	0.068	0.017	0.023	
3	0.210	0.065	0.016	0.034	
10	0.294	0.076	0.025	0.037	
21	0.239	0.076	0.024	0.027	
44	0.357	0.096	0.043	0.052	
58	0.291	0.103	0.047	0.067	

Bei den Phaeopigmenten (Abb. 4.39 a-d) war, außer für Phyt. a , keine eindeutige Ab- oder Zunahme der Pigmentkonzentrationen erkennbar. Die Anfangskonzentrationen lagen für Phorb. a bei $0.86 \mu\text{g l}^{-1}$, für Pyrophorb. a bei $0.21 \mu\text{g l}^{-1}$, für Phyt. a bei $0.09 \mu\text{g l}^{-1}$ und für Pyrophyt. a bei $0.11 \mu\text{g l}^{-1}$. Die Verhältnisse der Phaeopigmente zu Chl a stiegen im Laufe der Untersuchung (Tab. 4.15). Da aber auch die Phaeopigmente während des Versuches abnahmen, zeigte sich dieses nicht so stark in der prozentualen Zusammensetzung der Gesamtchlorine. Der Anteil des Chl a an den Gesamtchlorinen nahm lediglich um ca. 10 % ab (Abb. 4.40), während sich die Chl a Konzentration in etwa halbierte (Abb. 4.37 b). Chl a war mit zu Beginn 75 % und am Ende 65 % das wichtigste Chlorin in diesem Experiment. Die Prozentanteile der Phaeopigmente stiegen entsprechend nur geringfügig an. Damit konnte eine

direkte Umwandlung des Chl *a* in dessen bekannte und bestimmbare Phaeopigmente nicht festgestellt werden.

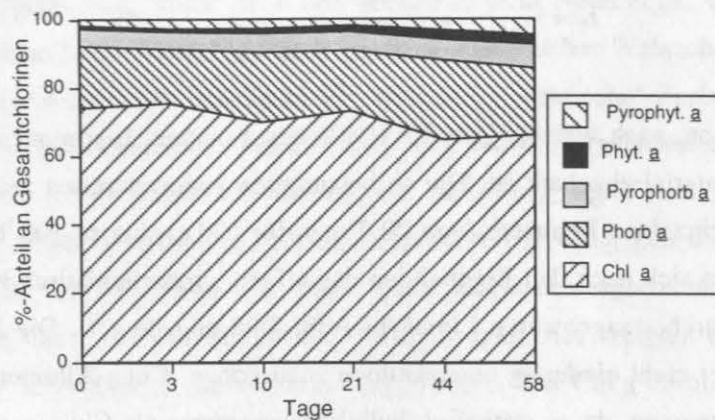


Abb. 4.40: Während des Phytoplanktonabbauxperimentes bestimmte prozentuale Anteile der Phaeopigmente und des Chl *a* an den Gesamtchlorinen als Funktion der Zeit.

Eine Umwandlung in andere, nicht quantifizierbare Phaeopigmente kann ausgeschlossen werden, da die Peakflächen dieser Pigmente im Laufe der Untersuchung ebenfalls kleiner wurden. Es ist davon auszugehen, daß ein großer Teil des Chl *a* in farblose Produkte umgewandelt wurde, die über die hier verwendete HPLC-Pigmentmessung nicht mehr erfaßt werden. Die molaren Verhältnisse der Phaeopigmente zu Chl *a* lagen zwischen 0.02 und 0.4 (Tab. 4.15).

Unvergiftetes sedimentiertes Material (Tagesdrifter)

Als wichtigstes Markerpigment war in diesem Abbauxperiment ebenfalls Fuco. mit einer Anfangskonzentration von $0.27 \mu\text{g l}^{-1}$ vorhanden. Im Vergleich zu dem Phytoplanktonabbauxperiment, mit Probenmaterial aus dem gleichen Zeitintervall in demselben Untersuchungsgebiet, war der Anteil des Chl *b* mit einer Anfangskonzentration von $0.05 \mu\text{g l}^{-1}$ höher als der des Peri. mit $0.03 \mu\text{g l}^{-1}$ (Daten nicht gezeigt). Auf die Bestimmung des 19'-Hex. wurde verzichtet, da es mit einem Phaeopigment koeluierte und deshalb nicht quantifiziert werden konnte. Hier werden ebenfalls das Abbauverhalten von rChl *a*, Fuco. und Chl *b* repräsentativ für die restlichen Pigmente gezeigt.

In diesem Experiment wurde ebenfalls ein Abbau der Pigmente während des Untersuchungszeitraumes festgestellt (Abb. 4.41 a-c). In Analogie zum Phytoplanktonexperiment wurden auch hier die Zerfallskonstanten des Abbaumodells (Gl. 4) bestimmt. Chl *b* zeigte wiederum den langsamsten Abbau der drei Pigmente (Abb. 4.41 c). Die Zerfallskonstanten unterschieden sich für rChl *a* und Fuco. wenig von denen des Phytoplanktonabbauxperimentes, während für Chl *a*-Allomer ein wesentlich geringerer Wert gefunden wurde (Tab. 4.16 a).

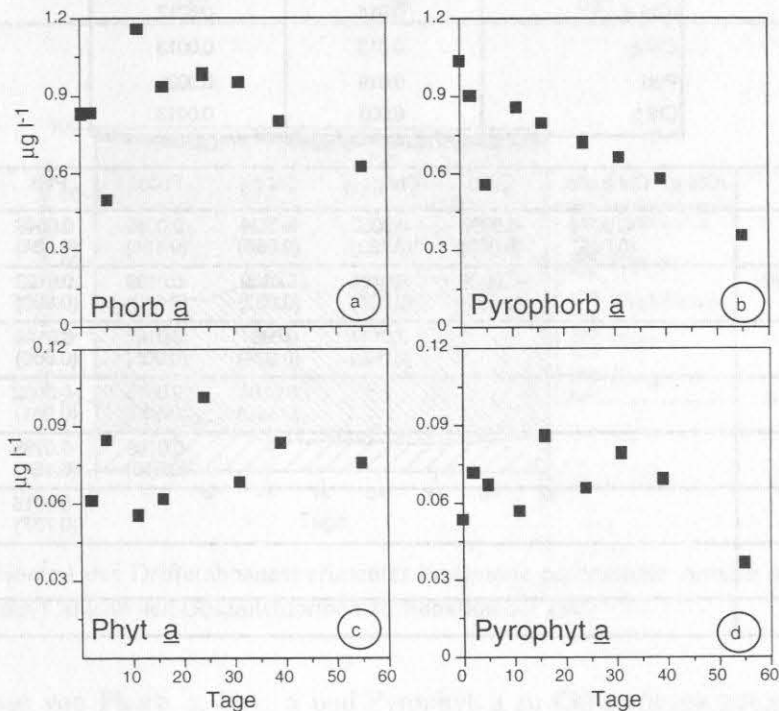
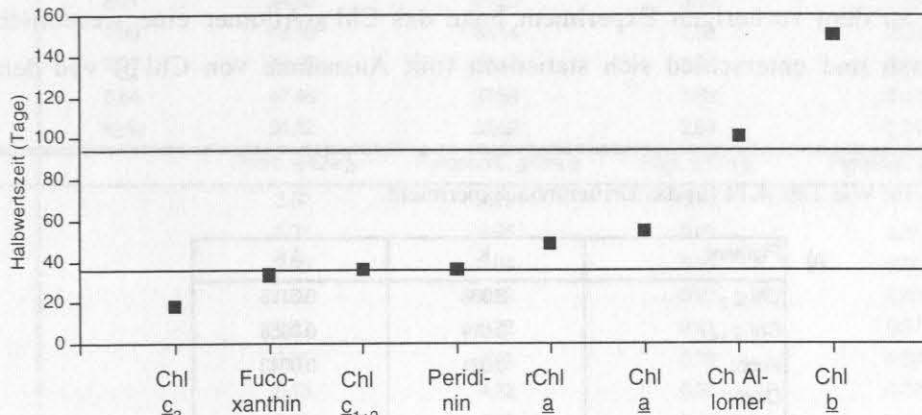
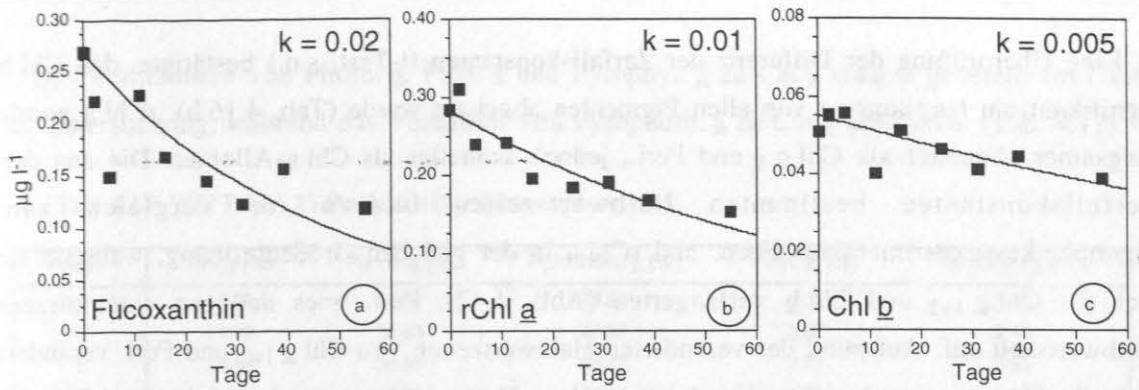


Abb. 4.41: (oben) Während des Drifterabbauxperimentes gemessene Konzentrationen von a) Fuco., b) rChl a und c) Chl b als Funktion der Zeit. Die Kurven zeigen den modellierten Abbau nach Gl. 4. k ist die Zerfallskonstante in Tage^{-1} .

Abb. 4.42: (mitte) Während des Drifterabbauxperimentes bestimmte Halbwertszeiten der verschiedenen Pigmente und die mit Hilfe des t-Tests bestimmte signifikante Gruppentrennung (Linien) dieser Pigmente.

Abb. 4.43: (unten) Während des Drifterabbauxperimentes gemessene Konzentrationen von a) Phorb. a, b) Pyrophorb. a c) Phyt. a und d) Pyrophyt. a als Funktion der Zeit.

Eine Überprüfung der Differenz der Zerfallskonstanten (t-Test, s.o.) bestätigte, daß Chl b signifikant am langsamsten von allen Pigmenten abgebaut wurde (Tab. 4.16 b). rChl a wurde langsamer abgebaut als Chl c₃ und Peri., jedoch schneller als Chl a-Allomer. Die aus den Zerfallskonstanten bestimmten Halbwertszeiten blieben im Vergleich zum Phytoplanktonexperiment für Fuco. und rChl a in der gleichen Größenordnung, während sie sich für Chl c₁₊₂ und Chl b verlängerten (Abb. 4.42). Peri. wies dagegen eine kürzere Halbwertszeit auf. Aufgrund der veränderten Halbwertszeiten von Chl c₁₊₂ und Peri. verändert sich die Gruppeneinteilung im Vergleich zu dem Phytoplanktonexperiment (Abb. 4.38). Im Gegensatz zu dem vorherigen Experiment hatte das Chl a-Allomer eine wesentlich längere Halbwertszeit und unterschied sich statistisch (mit Ausnahme von Chl b) von den anderen Pigmenten.

Tab. 4.16: Wie Tab. 4.14 für das Drifterabbauexperiment.

a)	Pigment	k	Δ k
	Chl <u>c</u> ₃	0.038	0.0119
	Chl <u>c</u> ₁₊₂	0.019	0.0058
	Fuco.	0.021	0.0043
	Diad.		
	Chl <u>a</u> allo.	0.007	0.0017
	rChl <u>a</u>	0.014	0.0017
	Chl <u>a</u>	0.013	0.0013
	Peri.	0.019	0.0020
	Chl <u>b</u>	0.005	0.0013

b)	rChl <u>a</u>	Chl <u>a</u> allo.	Chl <u>b</u>	Chl <u>c</u> ₁₊₂	Chl <u>c</u> ₃	Fuco.	Peri.	Chl <u>a</u>
	-	-0.0074 (0.005)	-0.0097 (0.000)	0.0050 (0.423)	0.0234 (0.086)	0.0065 (0.184)	0.0049 (0.084)	-0.0017 (0.426)
	Chl <u>a</u> allo.	-	-0.0022 (0.301)	0.0125 (0.066)	0.0309 (0.032)	0.0139 (0.012)	0.0123 (0.000)	0.0057 (0.013)
	Chl <u>b</u>		-	0.0147 (0.035)	0.0331 (0.024)	0.0162 (0.005)	0.0146 (0.000)	0.0080 (0.000)
	Chl <u>c</u> ₁₊₂			-	0.0184 (0.190)	0.0015 (0.840)	-0.0002 (0.981)	-0.0067 (0.284)
	Chl <u>c</u> ₃				-	-0.0169 (0.210)	-0.0185 (0.161)	-0.0251 (0.068)
	Fuco.					-	-0.0016 (0.737)	-0.0082 (0.096)
	Peri.						-	-0.0066 (0.019)
	Chl <u>a</u>							-

Bei den Phaeopigmenten wurde nur für Pyrophorb. a ein eindeutiger Abbau im Untersuchungszeitraum gefunden (Abb. 4.43 b). Die restlichen drei Pigmente zeigten keine eindeutige Ab- oder Zunahme (Abb. 4.43 a, c, d). Die Anfangskonzentrationen lagen für Phorb. a bei 0.84 µg l⁻¹, für Pyrophorb. a bei 1.04 µg l⁻¹, für Phyt. a bei 0.06 µg l⁻¹ und für Pyrophyt. a bei 0.05 µg l⁻¹.

Die Verhältnisse von Phorb. a, Phyt. a und Pyrophyt. a zu Chl a stiegen generell im Laufe der Untersuchung, während das Verhältnis von Pyrophorb. a zu Chl a schwankte (Tab. 4.17).

Tab. 4.17: Wie Tab. 4.15 für das Drifterabbauxperiment

Tage	Chl a (%)	Phorb. a (%)	Pyrophorb. a (%)	Phyt. a (%)	Pyrophyt. a (%)
0	10.12	36.34	49.94	1.85	1.74
2	11.49	38.03	45.37	2.67	2.43
5	14.46	35.39	43.87	2.75	3.53
11	8.65	48.23	39.58	1.78	1.76
16	8.01	44.10	41.60	3.30	3.00
24	7.99	48.15	39.14	2.32	2.39
31	7.97	48.65	37.44	2.94	3.00
39	8.54	47.46	37.88	3.09	3.03
55	10.63	51.62	32.62	2.88	2.24

Tage	Phorb. a/Chl a	Pyrophorb. a/Chl a	Phyt. a/Chl a	Pyrophyt. a/Chl a
0	3.60	4.95	0.18	0.17
2	3.32	3.96	0.23	0.21
5	2.46	3.04	0.19	0.24
11	5.59	4.59	0.20	0.20
16	5.53	5.22	0.41	0.37
24	6.05	4.91	0.29	0.30
31	6.13	4.72	0.37	0.37
39	5.58	4.45	0.36	0.35
55	4.87	3.08	0.27	0.21

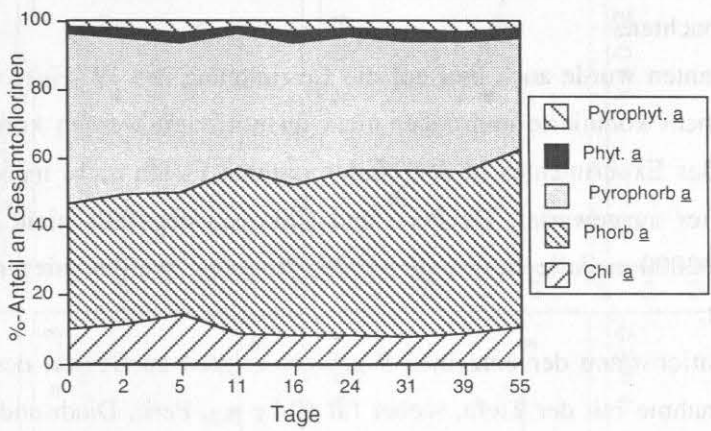


Abb. 4.44: Während des Drifterabbauxperimentes bestimmte prozentuale Anteile der Phaeopigmente und des Chl a an den Gesamtchlorinen als Funktion der Zeit.

Die Verhältnisse von Phorb. a, Phyt. a und Pyrophyt. a zu Chl a stiegen generell im Laufe der Untersuchung, während das Verhältnis von Pyrophorb. a zu Chl a schwankte (Tab. 4.17).

Die Abnahme der Phaeopigmente war hauptsächlich durch den Abbau des Pyrophorb. a zu erklären, was sich auch in dem abnehmenden Anteil des Pyrophorb. a von 50 % auf 33 % widerspiegelte (Abb. 4.44; Tab. 4.17). In dem Maße, wie der Anteil des Pyrophorb. a abnahm, stieg der Anteil des Phorb. a. Damit stellten die Phaeophorbide mit fast 90 % die wichtigste

Gruppe der Chlorine in diesem Experiment. Chl a zeigte mit ca. 10 % Anteil an den Gesamtchlorinen bei diesem Versuch eine untergeordnete Rolle.

Insgesamt ist auch bei diesem Experiment eine Umwandlung der Phaeopigmente, insbesondere von Pyrophorb. a, in farblose Endprodukte beobachtet worden (Abb. 4.43 c).

Vergiftetes sedimentiertes Material (OG-3A)

Bei diesem Experiment stand mit zunehmenden Falltiefen (100, 500, 1000, 2000 m) auch bereits stärker abgebautes Material als Ausgangsprobe zur Verfügung. Somit wird bei diesem Experiment, neben dem "künstlichen" Abbau, auch der natürlichen Variabilität des Ausgangsmaterials Rechnung getragen. Als Einheit wurden für dieses Experiment die Sedimentationsraten in $\mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ gewählt, um die Ergebnisse mit denen der Kurzzeitverankerung OG 3A (Abschnitt 4.4.3) und des Drifters OGTR-1990 (Abschnitt 4.4.2) in Beziehung setzen zu können.

Ergänzend zu den Pigmentmessungen wurden hier noch der pH-Wert, Trockengewicht (TG), CaCO_3 und biogenes P*Si* bestimmt. Die Daten liegen in Machado (1993) und Thomsen (1993) vor. Es soll nur kurz erwähnt werden, daß in 100 m und 500 m Tiefe die Ausgangsflüsse nach einem Monat um mehr als die Hälfte reduziert waren und sich danach kaum noch veränderten. In 1000 m Tiefe war der Verlust des sedimentierten Materials wesentlich geringer (ca. 20 %), und in dem Material der 2000 m-Falle war kein wesentlicher Abbau über den Untersuchungszeitraum zu beobachten.

Bei den Pigmenten wurde auch hier auf die Bestimmung des 19'-Hex. verzichtet, da es mit einem Phaeopigment koeluierte und daher nicht quantifiziert werden konnte. Chl c₃ war bereits zu Beginn des Experimentes in den beiden unteren Fallen nicht mehr nachzuweisen und wurde nicht weiter ausgewertet. Da Peri. und Chl c₁₊₂ ebenfalls nicht für alle Proben der Zeitreihe in der 2000 m-Falle bestimmt werden konnten, werden hier nur die oberen drei Tiefen dargestellt.

Die Sedimentationsraten der einzelnen Pigmente zeigten zu Beginn des Experimentes tendenziell eine Abnahme mit der Tiefe, wobei für Chl c₁₊₂, Peri., Diad. und Chl b die höchsten Anfangsflüsse in der 500 m-Falle bestimmt wurden (Abb. 4.45 a-h). Als wichtigster Marker im Untersuchungsmaterial trat wieder das Fuco. auf, mit der höchsten Sedimentationsrate von $40.59 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 100 m Tiefe und der geringsten von $0.45 \mu\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ in 2000 m Tiefe. In dem Material aus den oberen beiden Fallen (100 m, 500 m) war Peri. das zweitwichtigste Pigment, während in dem sedimentierten Material der 1000 m und 2000 m-Falle die Sedimentationsraten von Chl b höher waren.

Abb. 4.45 a zeigt das Abbauverhalten von rChl a für die verschiedenen Falltiefen. Obwohl dieses Abbauxperiment über einen deutlich längeren Zeitraum als die bisher beschriebenen Experimente durchgeführt wurde, lief der Abbau der hier gemessenen Proben einem relativ hohen Endwert entgegen.

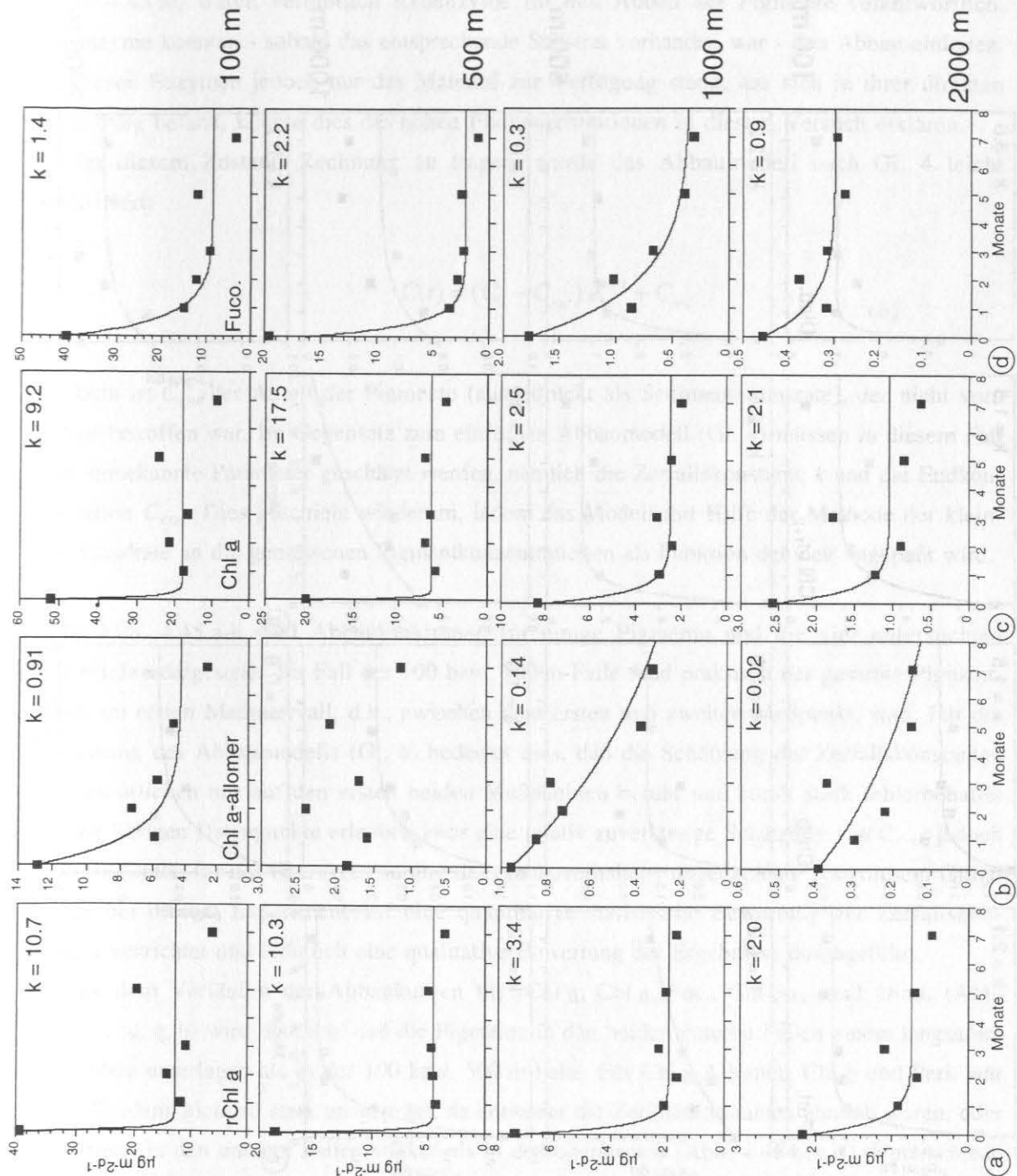


Abb. 4.45: Während des Abbauxperimentes OG-3A gemessene Sedimentationsraten aus den Falltiefen 100, 500, 1000 und 2000 m als Funktion der Zeit für a) rChl a , b) Chl a Allomer, c) Chl a , d) Fuco.. Die Kurven zeigen den modellierten Abbau nach Gl. 6. k ist die Zerfallskonstante in Monaten^{-1} .

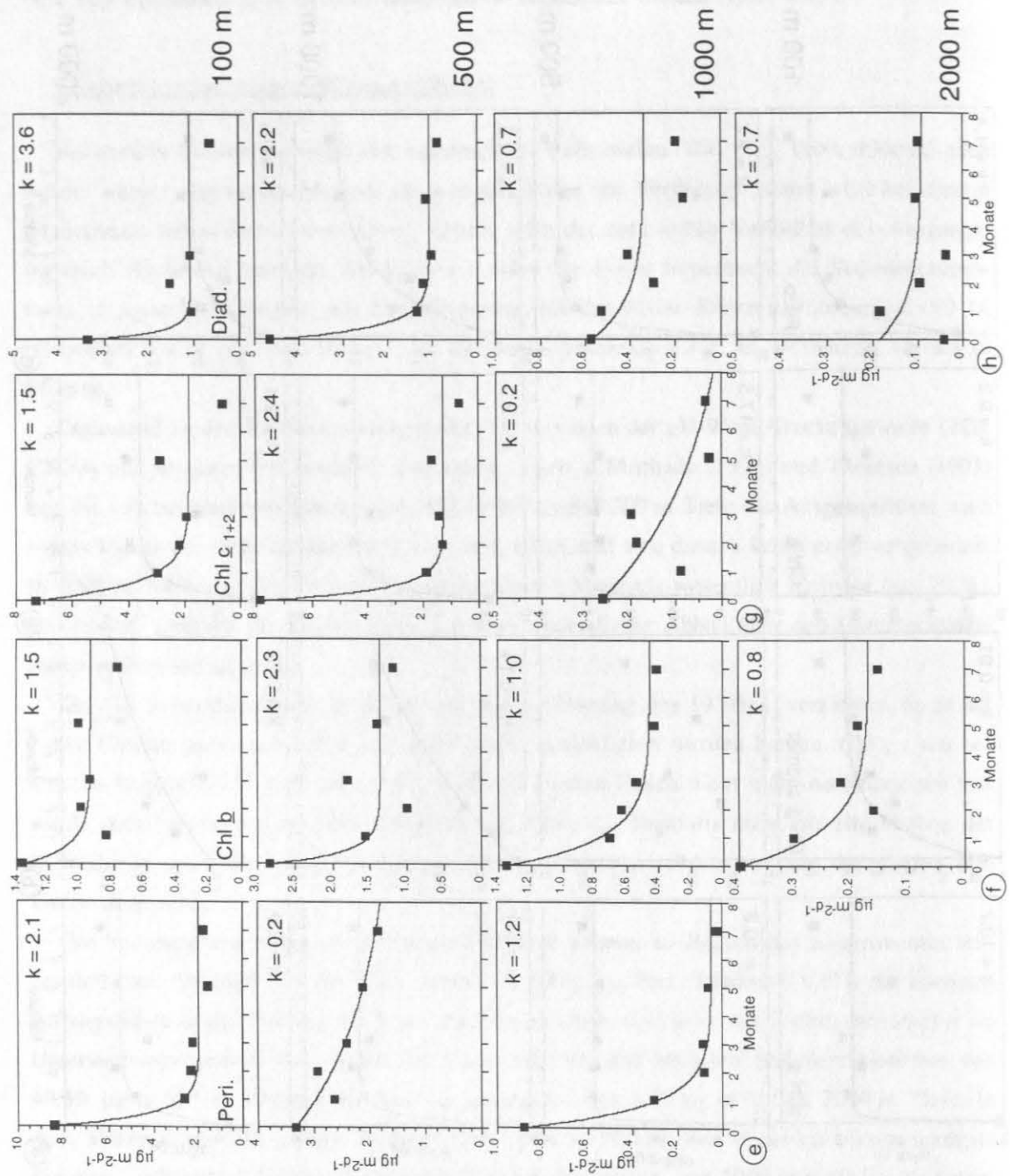


Abb. 4.45: Während des Abbauxperimentes OG-3A gemessene Sedimentationsraten aus den Falltiefen 100, 500, 1000 und 2000 m als Funktion der Zeit für e) Peri., f) Chl *b*, g) Chl *c* 1+2 und h) Diad. Die Kurven zeigen den modellierten Abbau nach Gl. 6. k ist die Zerfallskonstante in Monaten⁻¹.

Der Grund hierfür liegt vermutlich in der Vergiftung des Materiales mit Quecksilberchlorid, das einen bakteriellen Abbau drastisch reduziert. Da aber trotzdem in den ersten 1 bis 2 Monaten, insbesondere in den flachen Fallen, ein starker Pigmentabbau zu beobachten war (Abb. 4.45 a), waren vermutlich Exoenzyme für den Abbau der Pigmente verantwortlich. Exoenzyme konnten - sobald das entsprechende Substrat vorhanden war - den Abbau einleiten. Da diesen Enzymen jedoch nur das Material zur Verfügung stand, das sich in ihrer direkten Umgebung befand, könnte dies die hohen Endkonzentrationen in diesem Versuch erklären.

Um diesem Zustand Rechnung zu tragen, wurde das Abbaumodell nach Gl. 4 leicht modifiziert:

$$C(t) = (C_0 - C_{end}) e^{-kt} + C_{end} \quad (6)$$

Darin ist C_{end} der Anteil der Pigmente (ausgedrückt als Sedimentationsrate), der nicht vom Abbau betroffen war. Im Gegensatz zum einfachen Abbaumodell (Gl. 4) müssen in diesem Fall zwei unbekannte Parameter geschätzt werden, nämlich die Zerfallskonstante k und die Endkonzentration C_{end} . Dies geschieht wiederum, indem das Modell mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate an die gemessenen Pigmentkonzentrationen als Funktion der Zeit angepaßt wird.

In Abb. 4.45 a-h sind Abbaufunktionen für einige Pigmente und die vier untersuchten Fallentiefen dargestellt. Im Fall der 100 bzw. 500 m-Falle fand praktisch der gesamte Pigmentabbau im ersten Meßintervall, d.h., zwischen dem ersten und zweiten Meßpunkt, statt. Für die Anpassung des Abbaumodells (Gl. 6) bedeutet dies, daß die Schätzung der Zerfallskonstanten im wesentlichen nur auf den ersten beiden Meßpunkten beruht und somit stark fehlerbehaftet ist. Die übrigen Datenpunkte erlauben zwar eine relativ zuverlässige Schätzung von C_{end} ; jedoch ist diese Größe für die Charakterisierung des Abbauverhaltens unbedeutend. Aus diesem Grund wurde bei diesem Experiment auf eine quantitative statistische Bewertung der Zerfallskonstanten verzichtet und lediglich eine qualitative Bewertung der Ergebnisse durchgeführt.

Aus dem Verläufen der Abbaukurven für rChl a, Chl a, Fuc., Chl c₁₊₂ und Diad. (Abb. 4.45 a, c, d, g, h) wird deutlich, daß die Pigmente in den beiden unteren Fallen einem langsameren Abbau unterlagen als in der 100 bzw. 500 m-Falle. Für Chl a-Allomer, Chl b und Peri. war diese Tendenz nicht so stark ausgeprägt, da entweder die Zerfallskonstanten ähnlich waren, oder der Abbau in den unteren Fallen stärker als in den oberen war (Abb. 4.45 b, e, f). Unterschiede im Abbau zwischen den einzelnen Pigmenten waren nicht sehr ausgeprägt und sollten aufgrund des hohen Fehlers für die Zerfallskonstanten vorsichtig interpretiert werden. Da aber auch in diesem Experiment Chl b (Abb. 4.45 f) verglichen mit rChl a (Abb. 4.45 a) eine geringere Zerfallskonstante und einen nicht so ausgeprägten Unterschied zwischen den verschiedenen Fallentiefen aufwies, kann davon ausgegangen werden, daß Chl b hier ebenfalls ein relativ stabiles Pigment darstellte.

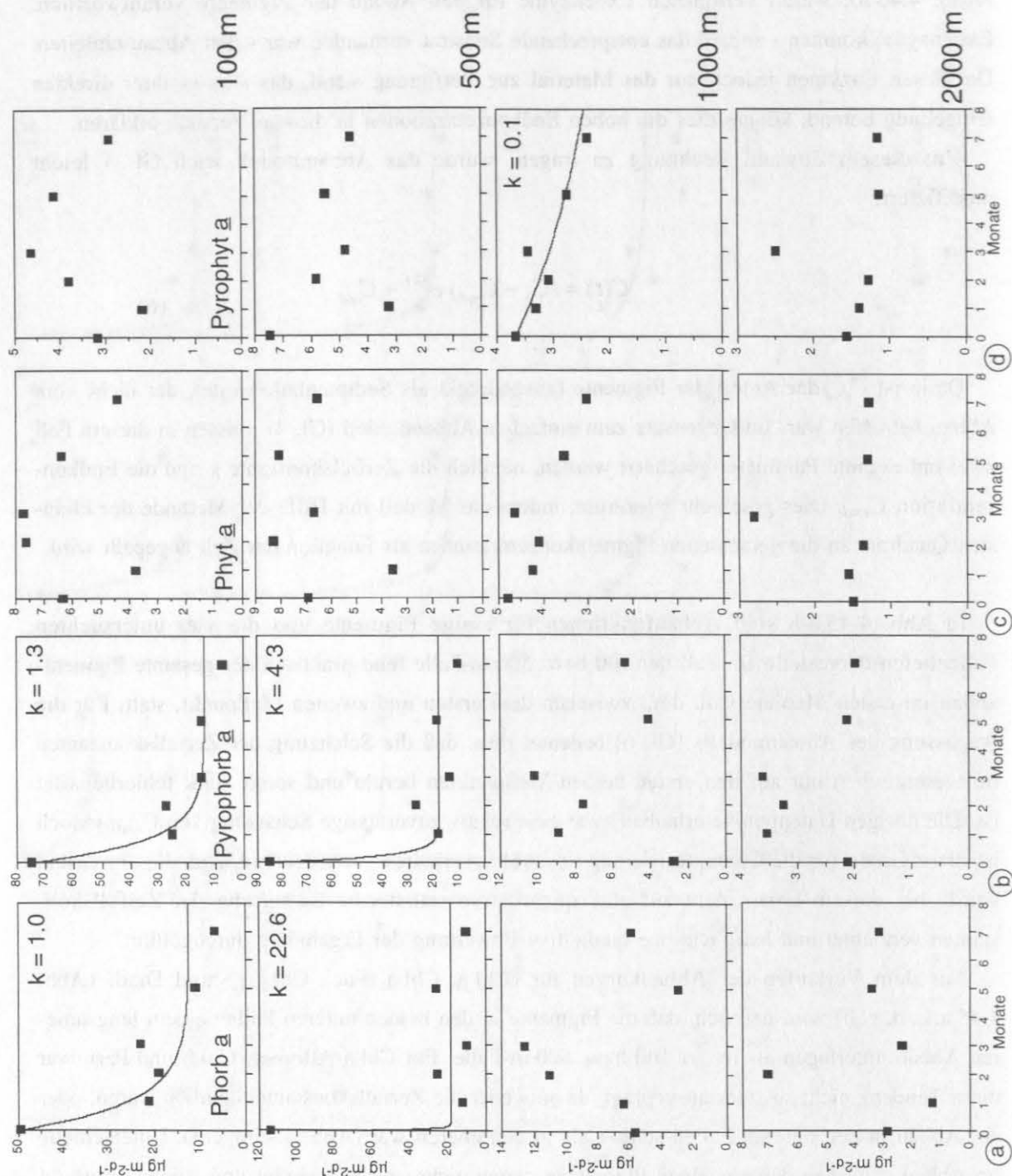


Abb. 4.46: Während des Abbauxperimentes OG 3A gemessene Sedimentationsraten aus den Falltiefen 100, 500, 1000 und 2000 m als Funktion der Zeit für a) Phorb. a, b) Pyrophorb. a, c) Phyt. a und d) Pyrophyt. a. Wo es die Daten zulassen, zeigen die Kurven den modellierten Abbau nach Gl. 6. k ist die Zerfallskonstante in Monate^{-1} .

Tab. 4.18: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl *a* an den Gesamtchlorinen, sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl *a* für das Kurzzeitverankerungs Abbauxperiment OG-3A.

Tiefe	Monate	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)			
100 m	0	19.91	28.50	47.70	2.52	1.37			
	1	17.98	32.62	42.92	3.98	2.50			
	2	19.93	26.67	42.19	7.29	3.91			
	3	18.59	39.10	27.66	8.91	5.74			
	5	31.62	21.62	32.31	8.51	5.94			
	7	22.67	26.25	31.12	11.66	8.30			
500 m	0	5.89	49.00	40.63	2.09	2.40			
	1	9.55	29.97	48.80	5.89	5.79			
	2	6.66	36.33	42.87	8.05	6.09			
	3	11.35	26.82	40.49	12.05	9.29			
	5	7.75	42.57	34.06	9.00	6.62			
	7	9.49	31.51	35.40	13.44	10.16			
1000 m	0	27.25	28.18	15.13	16.15	13.28			
	1	8.40	27.24	41.75	12.31	10.30			
	2	6.17	42.22	32.15	10.76	8.70			
	3	6.55	39.76	35.66	10.02	8.01			
	5	11.95	22.02	33.29	17.84	14.91			
	7	7.90	35.02	34.54	12.21	10.33			
2000 m	0	18.68	31.93	25.63	11.20	12.56			
	1	10.08	16.39	47.93	13.01	12.59			
	2	4.59	53.87	27.36	7.09	7.10			
	3	10.55	21.04	35.36	16.90	16.14			
	5	7.12	42.54	29.04	10.98	10.31			
	7	5.71	42.24	29.09	11.70	11.26			
Tiefe	Monate	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	
100 m	0	1.43		2.40		0.12		0.07	
	1	1.82		2.39		0.22		0.14	
	2	1.34		2.12		0.36		0.19	
	3	2.11		1.49		0.48		0.31	
	5	0.68		1.02		0.27		0.19	
	7	1.16		1.37		0.51		0.36	
500 m	0	8.41		6.97		0.35		0.40	
	1	3.16		5.15		0.61		0.60	
	2	5.51		6.51		1.21		0.91	
	3	2.38		3.60		1.06		0.82	
	5	5.55		4.44		1.16		0.85	
	7	3.35		3.77		1.42		1.07	
1000 m	0	1.03		0.55		0.59		0.48	
	1	3.28		5.05		1.47		1.23	
	2	6.97		5.31		1.76		1.42	
	3	6.15		5.52		1.54		1.23	
	5	1.86		2.82		1.50		1.25	
	7	4.49		4.43		1.55		1.31	
2000 m	0	1.72		1.38		0.60		0.67	
	1	1.64		4.83		1.30		1.25	
	2	11.96		6.06		1.55		1.56	
	3	2.02		3.40		1.61		1.54	
	5	6.07		4.14		1.55		1.46	
	7	7.54		5.19		2.07		1.99	

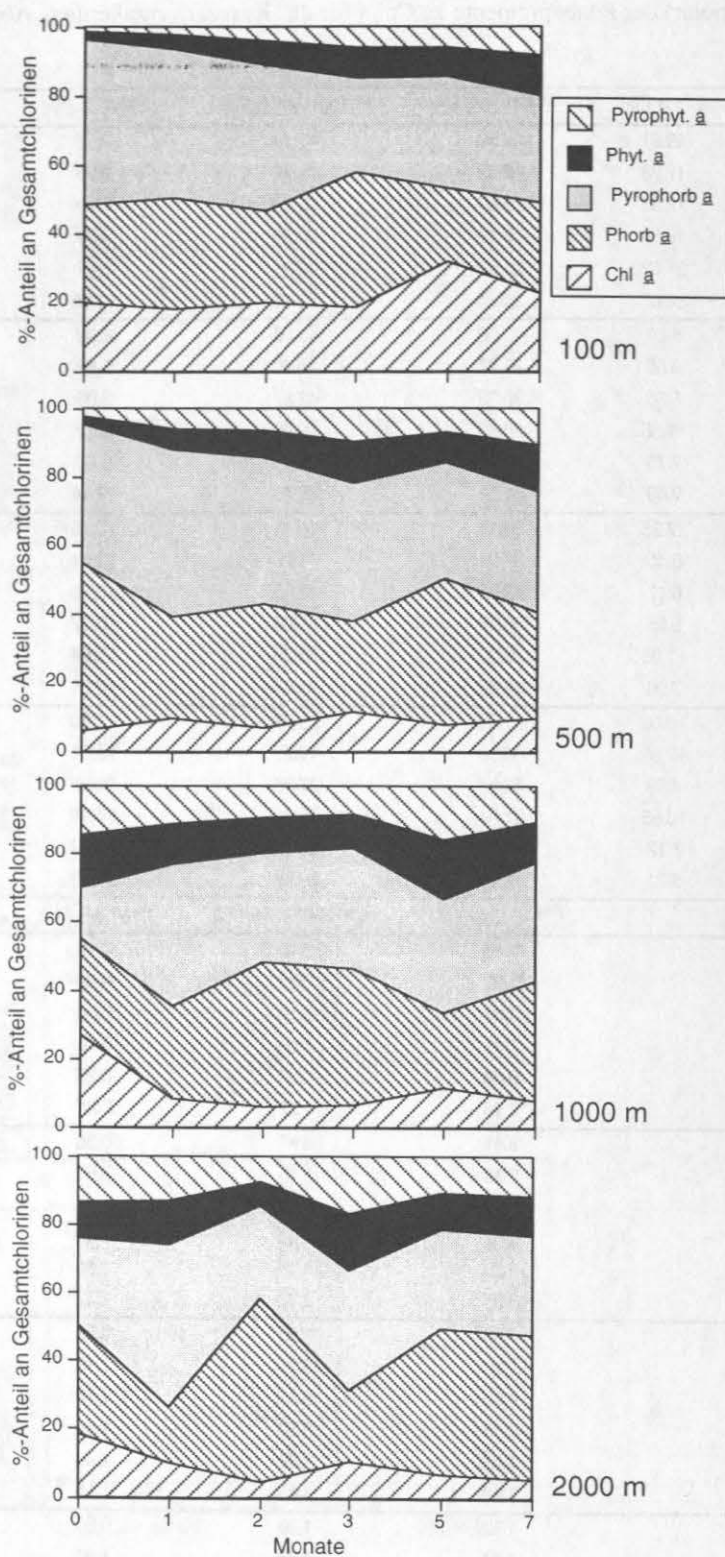


Abb. 4.47: Während des Abbauxperimentes OG 3A bestimmte prozentualen Anteile der Phaeopigmente und des Chl *a* an den Gesamtchlorinen aus aus den Fallentiefen 100, 500, 1000 und 2000 m als Funktion der Zeit.

Bei den Phaeopigmenten waren unterschiedliche Abbauverhalten sowohl bei den einzelnen Pigmenten als auch in den unterschiedlichen Fallentiefen zu beobachten. Während die Phaeophorbide (Phorb. a, Pyrophorb. a) in den oberen beiden Fallen durch das Abbaumodell nach Gleichung 6 recht gut beschrieben werden konnten, war in den beiden unteren Fallen keine eindeutige Ab- oder Zunahme der Pigmentsedimentationsraten zu erkennen (Abb. 4.46 a, b). Phyt. a und Pyrophyt. a zeigten keine eindeutigen Verläufe in den unterschiedlichen Fallen (Abb. 4.46 c, d). Während in der 100 m-Falle ein kurzzeitiger Anstieg zu beobachten war, konnte in den tieferen Fallen generell ein Abbau bestimmt werden.

Der Anteil der Phaeopigmente an dem sedimentierten Material war in der 500 m-Falle deutlich höher als in den anderen Fallen (Tab. 4.18). Die prozentualen Anteile der einzelnen Pigmente an den Gesamtchlorinen schwankten je nach Fallentiefe stark (Abb. 4.47). Phorb. a und Pyrophorb. a hatten dabei den höchsten Anteil mit insgesamt ca. 80 %, während der Anteil für Chl a je nach Falle zwischen 10 und 20 % schwankte. Der Anteil von Phyt. a und Pyrophyt. a stieg in den oberen beiden Fallen zum Ende des Experimentes und hatte in den unteren beiden Fallen einen größeren Anteil an den Gesamtchlorinen (Abb. 4.47). Trotz starker Schwankungen war, mit Ausnahme von Phorb. a und Pyrophorb. a, in 100 und 500 m Tiefe keine Erhöhung der Verhältnisse der einzelnen Phaeopigmente zu Chl a sowohl mit zunehmender Tiefe als auch mit der Länge des Versuches zu beobachten (Tab. 4.18).

4.5.5. Veränderung der Pigmente durch Zooplankton

Zooplankton ANT X/6

Das aus den Salpen (*Salpa thompsonii*) präparierte Material entspricht dem Darminhalt ("gut content"). Hierin konnten alle in der Wassersäule des südlichen AZS bestimmten Pigmente (19'-But., 19'-Hex., Fuc., Prasi., Allo. und Chl b) sowie Lut. nachgewiesen werden. Die Markerpigmentwerte waren mit 3 ng Tier⁻¹ für Lut. am geringsten und mit 1140 ng Tier⁻¹ für Fuco. am höchsten (weitere Daten in Abb. 4.48 a). Für letzteres konnte ebenfalls ein Abbauprodukt, das Fucoxanthiol, mit 690 ng Tier⁻¹ bestimmt werden. Auch die nicht spezifischen Pigmente Chl c₁₊₂, Chl c₃ und Diad. wurden mit Werten zwischen 37 und 126 ng Tier⁻¹ gefunden. Chl a lag bei 196 ng Tier⁻¹.

Bei den Phaeopigmenten war das Phorb. a mit 1235 ng Tier⁻¹ das Bedeutendste, gefolgt von Pyrophorb. a mit 620 ng Tier⁻¹. Phyt. a und Pyrophyt. a lagen bei 180 ng Tier⁻¹. Die Anteile an den Gesamtchlorinen auf molarer Basis (Tab. 4.19) zeigten den größten Anteil für Phorb. a mit 53 %, gefolgt von Pyrophorb. a mit 30 %. Chl a und die Phaeophytine lagen bei ca. 5 %. Die molaren Verhältnisse zu Chl a schwankten zwischen 0.9 und 9.5 für die jeweiligen Phaeopigmente (Tab. 4.19).

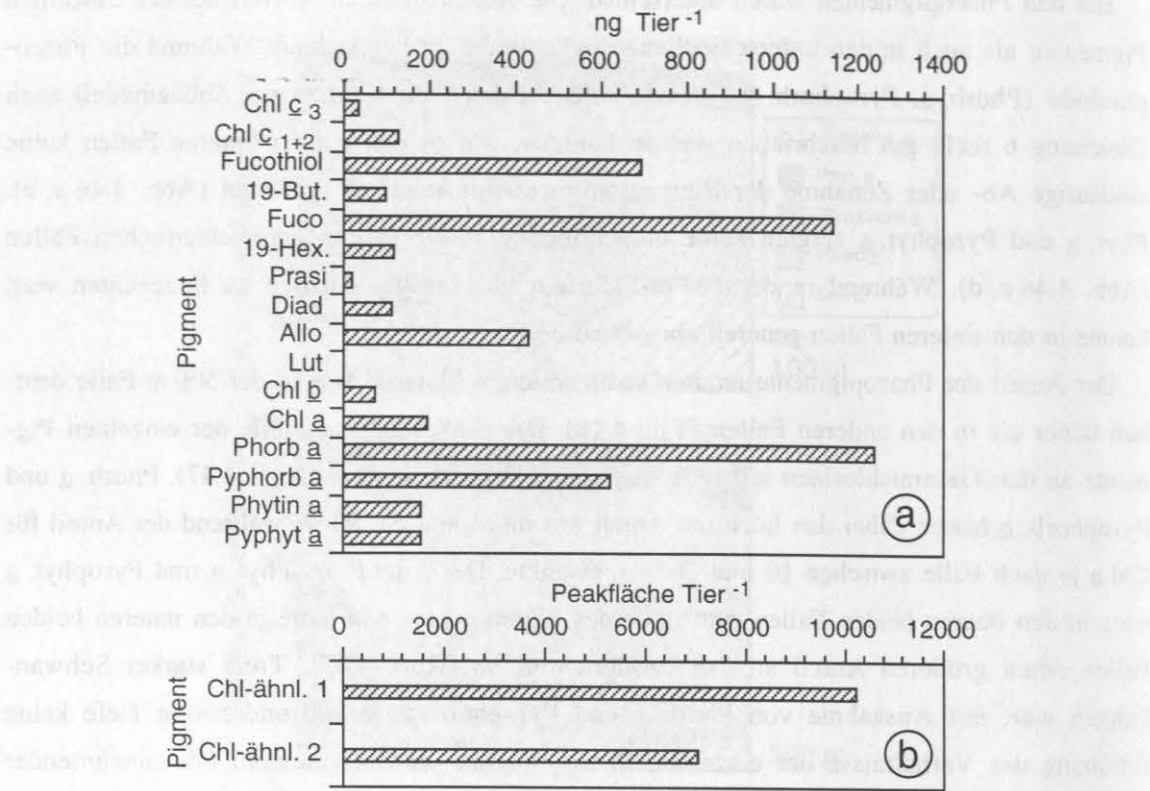


Abb. 4.48: Aus den Därmen bestimmte Pigmentkonzentrationen für a) verschiedene Markerpigmente und Phaeopigmente (in ng pro Tier) und b) Chl-ähnli. Pigmente 1-2 (in Peakfläche pro Tier) der Salpe *Salpa thompsonii* von St. 885 der ANT X/6-Expedition.

Tab. 4.19: Prozentuale Anteile der Phaeopigmente und Chl a an den Gesamtchlorinen, sowie die Verhältnisse (molar) der Phaeopigmente zu Chl a für den Darminhalt der Salpe *Salpa thompsonii* von St. 885 der ANT X/6-Expedition.

Station	Chl a (%)	Phorb. a (%)	Pyrophorb. a (%)	Phyt. a (%)	Pyrophyt. a (%)
885	5.62	53.54	29.81	5.32	5.71
Station	Phorb. a/Chl a		Pyrophorb. a/Chl a		Phyt. a/Chl a
885	9.53		5.30		0.95
					1.02

Zusätzlich zu den quantifizierbaren Pigmenten wurden hier die Pigmente Chl-ähnli. 1 + 2 gefunden, die vergleichbare Absorptionsspektren wie die Chl-ähnli. Pigmente in Abschnitt 4.3.2 aufwiesen. Da sie ebenfalls nicht quantifiziert werden konnten, werden diese Pigmente in Peakflächen Tier^{-1} angegeben. Die Anteile in Peakflächen lagen demnach bei 10222 und 7061 Peakflächen Tier^{-1} für Chl-ähnli. 1 bzw. 2 (Abb. 4.48 b).

Kotballen aus Zooplanktonfängen am Barents-See Kontinentalhang

Von den Defekationsexperimenten aus *in situ*-Zooplanktonfängen konnten einige Kotballen den Appendicularien (*Oikopleura spp.*) sowie den Euphausiaceen (*Meganctiphanes norvegica*) zugeordnet werden.

In den Appendicularien-Kotballen der beiden Stationen 375 und 373 wurden prinzipiell die gleichen Pigmente detektiert, jedoch in unterschiedlichen Mengen. Die Pigmentkonzentrationen sind in ng mm^{-3} angegeben (Abb. 4.49 a), um diese mit den im folgenden Kapitel behandelten Kotballen verschiedener Zooplanktonarten aus der BI-2-Falle in Beziehung setzen zu können. Das Kotballenvolumen wurde unter der Annahme einer zylindrischen Grundform aus der Größe (Tab. 3.9) der entsprechenden Kotballen berechnet.

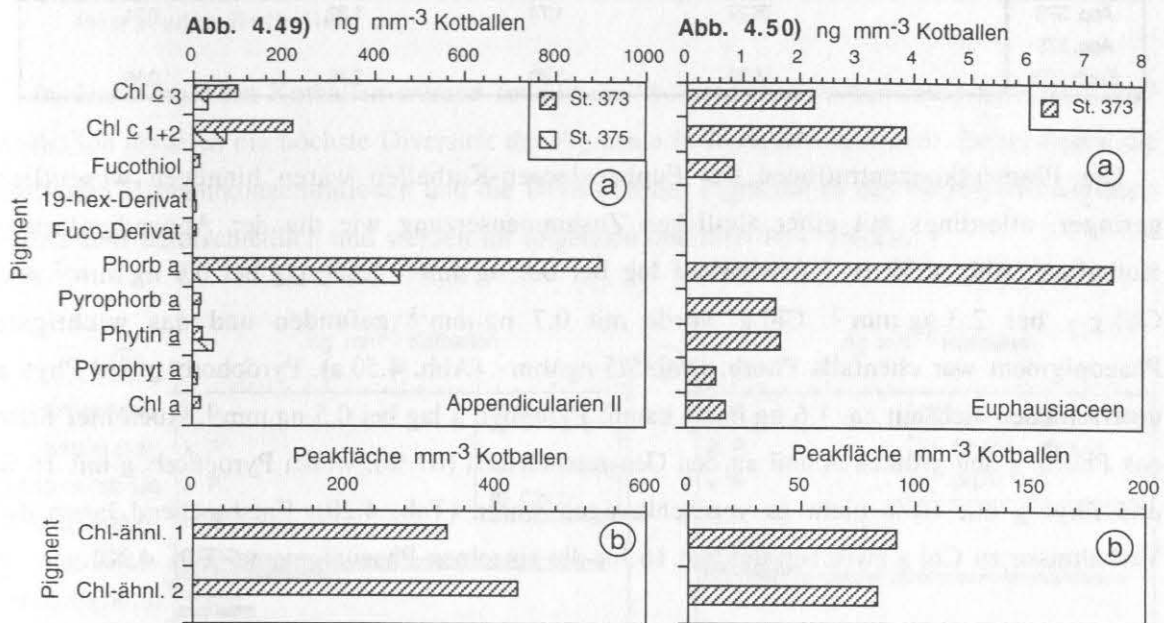


Abb. 4.49: Pigmentkonzentrationen von Kotballen. a) Verschiedene Markerpigmente und Phaeopigmente (ng mm^{-3}) und b) Chl-ähn. Pigmente 1-2 (in Peakfläche mm^{-3}) der Appendicularien von St. 373 und 375 der M17/1-Expedition.

Abb. 4.50: Pigmentkonzentrationen von Kotballen. a) Verschiedene Markerpigmente und Phaeopigmente (ng mm^{-3}) und b) Chl-ähn. Pigmente 1-2 (in Peakfläche mm^{-3}) der Euphausiaceen von St. 373 der M17/1-Expedition. (Die Ordinate hat die gleiche Einteilung wie in Abb. 4.49)

Von den Karotenoiden konnten auf den St. 375 und 373 jeweils nur Derivate des 19'-Hex. (10 bzw. 6 ng mm^{-3}) und Fuc. (0 bzw. 7 ng mm^{-3}) in den Kotballen bestimmt werden (Abb. 4.49 a). In den Kotballen von St. 373 wurde zusätzlich 14 ng mm^{-3} Fucoxanthiol gefunden und weiterhin Chl \underline{a} mit 17 ng mm^{-3} . Bei beiden Stationen wurden Chl \underline{c} 1+2 und Chl \underline{c} 3 mit Werten zwischen 32 bis 221 ng mm^{-3} gemessen. Als wichtigstes Phaeopigment wurde Phorb. \underline{a} mit 458 ng mm^{-3} auf St. 375 und 903 ng mm^{-3} auf St. 373 detektiert. Während die Werte für Pyrophorb. \underline{a} für die einzelnen Stationen nicht so unterschiedlich waren, zeigten Phyt. \underline{a} und Pyrophyt. \underline{a} jeweils niedrigere Werte auf St. 373 (Abb. 4.49 a). Bei den molaren Anteilen war Phorb. \underline{a} mit ca. 90% das wichtigste Chlorin (Tab. 4.20). Das Verhältnis zu Chl \underline{a} lag für dieses Pigment bei 78.3 , während die entsprechenden Verhältnisse für Pyrophorb. \underline{a} , Phyt. \underline{a} und Pyrophyt. \underline{a} kleiner als 1.7 waren.

Tab. 4.20: Wie Tab. 4.19 für Kotballen der Appendicularien (App., St. 373, 375) und Euphausiaceen (Euph., St. 373) der M17/1-Expedition.

Station	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
App. 373	1.21	94.84	2.10	1.60	0.25
App. 375	0.00	89.37	2.98	6.22	1.44
Euph. 373	4.11	66.57	15.62	10.18	3.52
Station	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
App. 373	78.29		1.74	1.32	0.21
App. 375					
Euph. 373	16.20		3.80	2.48	0.86

Die Pigmentkonzentrationen der Euphausiaceen-Kotballen waren hingegen wesentlich geringer, allerdings mit einer ähnlichen Zusammensetzung wie die der Appendicularien-Kotballen (Abb. 4.50 a). Fucoxanthiol lag bei 0.8 ng mm^{-3} , Chl c₁₊₂ bei 3.9 ng mm^{-3} und Chl c₃ bei 2.3 ng mm^{-3} . Chl a wurde mit 0.7 ng mm^{-3} gefunden und das wichtigste Phaeopigment war ebenfalls Phorb. a mit 7.5 ng mm^{-3} (Abb. 4.50 a). Pyrophorb. a und Phyt. a unterschieden sich mit ca. 1.6 ng mm^{-3} kaum; Pyrophyt. a lag bei 0.5 ng mm^{-3} . Auch hier hatte das Phorb. a den größten Anteil an den Gesamtchlorinen (67 %), wobei Pyrophorb. a mit 16 % und Phyt. a mit 10 % nicht zu vernachlässigen waren (Tab. 4.20). Entsprechend lagen die Verhältnisse zu Chl a zwischen 0.2 und 16 für die einzelnen Phaeopigmente (Tab. 4.20).

Auch hier wurden die Pigmente Chl-ähnl. 1 + 2 in den Appendicularien-Kotballen auf St. 373 und in den Euphausiaceen-Kotballen auf St. 375 detektiert (Abb. 4.49 b, Abb. 4.50 b). Da diese Pigmente nicht quantifiziert werden können, erfolgt die Angabe in Peakflächen mm^{-3} Kotballen. Bei den Appendicularien betrugen sie 337 Peakflächen pro mm^{-3} für Chl-ähnl. 1 und 429 Peakflächen mm^{-3} für Chl-ähnl. 2. Bei den Euphausiaceen waren die Werte mit 92 bzw 84 Peakflächen mm^{-3} für Chl-ähnl. 1 bzw. 2 geringer.

Kotballen aus sedimentierten Material der BI-2 Verankerung (Pigmente)

Nachdem sich die Pigmentsedimentation in drei Phasen unterteilen ließ (s. Abschnitt 4.3.2), wurden entsprechend dieser Phasen die am häufigsten vorhandenen Kotballen der Ostracoden, Euphausiaceen und Appendicularien (zwei Größenklassen, Typ I und II, s. Tab.3.1) herausgesammelt. Die Ostracoden-Kotballen stammten vermutlich von *Chonchoecis* spp. und die Euphausiaceen-Kotballen von *Meganycitiphanes norvegica*. Innerhalb der Appendicularien ist die Zuordnung schwieriger, da die Größenklasse I vermutlich aus einer Mischung von jungen *Oikopleura* spp. und *Fritillaria* spp. bestand. Die großen Kotballen (Größenklasse II) stammten vermutlich ausschließlich von adulten *Oikopleura* spp..

Auf die Auswertung von CopepodenKotballen mußte verzichtet werden, da für eine repräsentative Pigmentmessung mindestens 500 bis 1000 Kotballen notwendig sind. Diese Mengen

waren aber in den jeweiligen Unterproben meistens nicht vorhanden. Da diese Kotballen einen geringen Anteil an dem durch Kotballen sedimentierten Kohlenstoff hatten (Zeller, 1996), kann ihr Einfluß auf die Pigmentsedimentation ebenfalls als gering eingestuft werden. Auch von den anderen Organismen lagen nicht für jedes ausgewählte Fangintervall entsprechende Kotballenmengen für eine Pigmentmessung vor (s. Tab.3.1). Daher ist bei der Betrachtung der Ergebnisse (Abb. 4.51-4.54) zu unterscheiden, ob keine Probe (k.P.) vorlag, oder die entsprechenden Pigmente nicht vorhanden waren.

Ostracoden-Kotballen

In den Ostracoden-Kotballen wurden sowohl die höchsten Pigmentkonzentrationen pro mm^3 Kotballen als auch die höchste Diversität der Pigmente in Kotballen bestimmt. Dabei waren die absoluten Pigmentkonzentrationen und die Diversität der Pigmente in den einzelnen Fangintervallen sehr unterschiedlich und werden im folgenden detailliert beschrieben.

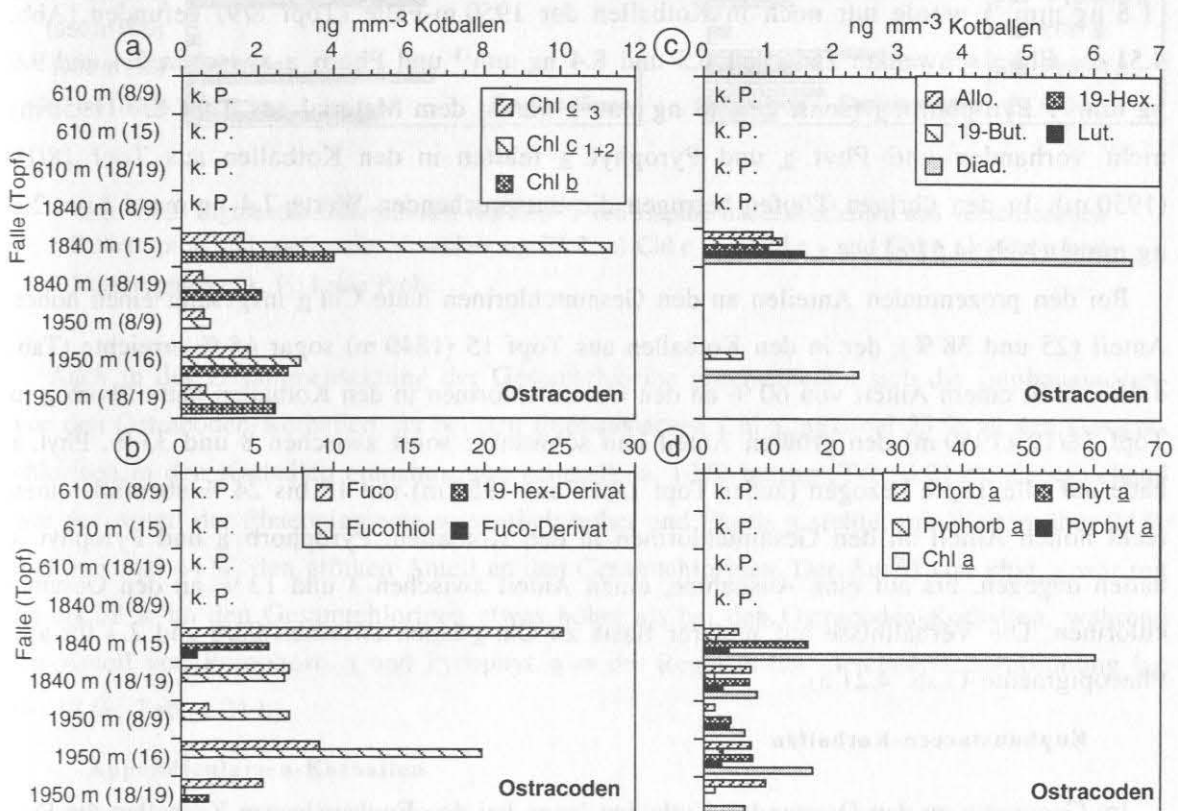


Abb. 4.51: Pigmentkonzentrationen (ng mm^{-3}) von OstracodenKotballen aus verschiedenen Fallentöpfen und -tiefen der Verankerung BI-2. a) Chl c_{1+2} , Chl c_3 und Chl b b) diverse Markerkarotenoide, c) Fuco. und Derivate, sowie 19'-hex.Derivat, d) Chl a und Phaeopigmente. k. P.: keine Probe.

Die größte Anzahl und die höchsten Konzentrationen der meisten Pigmente wurden bei den Ostracoden-Kotballen in Topf 15 aus dem Material der 1840 m-Falle festgestellt (Abb. 4.51 a-d). Es wurden Chl c_{1+2} , Chl c_3 , Chl b , Diad., Fuco., Allo., 19'-Hex., 19'-But. und Lut.

mit Konzentrationen zwischen 1 und 25 ng mm⁻³ bestimmt (Abb. 4.51 a-c). Weiterhin wurden Derivate des 19'-Hex. (5.8 ng mm⁻³) und, ausschließlich in diesen Kotballen, Derivate des Fuco. (1.1 ng mm⁻³) gefunden. Chl a wurde mit 60 ng mm⁻³ bestimmt, während bei den Phaeopigmenten, außer Phyt. a (16 ng mm⁻³), die Konzentrationen < 5 ng mm⁻³ betrugen (Abb. 4.51 d).

In dem Material aus Topf 16 der 1950 m-Falle wurden Chl c₃, Chl c₁₊₂, Chl b, Diad. 19'-But. und Fuco. mit deutlich geringeren Konzentrationen zwischen 0.6 und 9 ng mm⁻³ und zusätzlich Fucoxanthiol (20 ng mm⁻³) gefunden (Abb. 4.51 a, c). Die Pigmentkonzentration in den Kotballen betrugen für Chl a 17 ng mm⁻³. Für die Phaeopigmente wurden ca. 7.5 ng mm⁻³ Phorb. a und Phyt. a, sowie ca. 3 ng mm⁻³ Pyrophorb. a und Pyrophyt. a gemessen.

Bei den weiteren Töpfen (18/19 aus 1840 m und 1950 m, sowie 8/9 aus 1950 m) konnten außer Fuco. (1.8 - 6 ng mm⁻³) keine weiteren Karotenoide in den Kotballen nachgewiesen werden (Abb. 4.51 b, c). Während Chl c₁₊₂ und Chl c₃ (0.6 - 3.2 ng mm⁻³) überall gefunden wurden, trat Chl b in Topf 8/9 (1950 m) nicht auf (Abb. 4.51 a). Fucoxanthiol (sonst ca. 7 ng mm⁻³) fehlte in den Kotballen aus Topf 18/19 (1950 m) und das 19'-Hex. Derivat (1.8 ng mm⁻³) wurde nur noch in Kotballen der 1950 m-Falle (Topf 8/9) gefunden (Abb. 4.51 c). Chl a schwankte zwischen 6.5 und 8.4 ng mm⁻³ und Phorb. a zwischen 7.4 und 9.6 ng mm⁻³. Pyrophorb. a (sonst ca. 1.8 ng mm⁻³) war in dem Material aus Topf 8/9 (1950 m) nicht vorhanden und Phyt. a und Pyrophyt. a fehlten in den Kotballen aus Topf 18/19 (1950 m). In den übrigen Töpfen betrugen die entsprechenden Werte 7.4 ng mm⁻³ bzw. 2.8 ng mm⁻³ (Abb. 4.51 c).

Bei den prozentualen Anteilen an den Gesamtchlorinen hatte Chl a insgesamt einen hohen Anteil (25 und 38 %), der in den Kotballen aus Topf 15 (1840 m) sogar 65 % erreichte (Tab. 4.21 a). Mit einem Anteil von 60 % an den Gesamtchlorinen in den Kotballen hatte Phorb. a in Topf 18/19 (1950 m) den größten Anteil und schwankte sonst zwischen 8 und 33 %. Phyt. a hatte auf alle Töpfe bezogen (außer Topf 18/19 aus 1950 m) mit 18 bis 24 % ebenfalls einen recht hohen Anteil an den Gesamtchlorinen in den Kotballen. Pyrophorb. a und Pyrophyt. a hatten dagegen, bis auf eine Ausnahme, einen Anteil zwischen 3 und 13 % an den Gesamtchlorinen. Die Verhältnisse auf molarer Basis zu Chl a lagen zwischen 0.06 und 2.3 für alle Phaeopigmente (Tab. 4.21 a).

Euphausiaceen-Kotballen

Im Gegensatz zu den Ostracoden-Kotballen lagen bei den Euphausiaceen-Kotballen die Pigmentkonzentrationen wesentlich niedriger. Auch die Unterschiede zwischen den einzelnen Fangintervallen waren nicht sehr stark ausgeprägt. Es konnten in den Kotballen keine Karotenoide mehr eindeutig zugeordnet werden, da die Karotenoid-Signale durch koeluvierende Phaeopigmente verzerrt waren. Auf eine quantitative Auswertung wurde verzichtet.

Die höchsten Konzentrationen der Phaeopigmente und des Chl a in den Euphausiaceen-Kotballen wurden in der 610 m-Falle gemessen. Die Konzentrationen für Chl c₁₊₂, Chl c₃, Chl b und Chl a betrugen zwischen 0.04 bis 4.8 ng mm⁻³ (Abb. 4.52 a, b). Phorb. a und Phyt. a hat-

ten die höchsten Pigmentgehalte (9.2 ng mm^{-3} bzw. 8.4 ng mm^{-3}) in den Kotballen aus 610 m (Topf 18/19). Abgesehen von dieser Ausnahme waren bei Phyt. a, Pyrophyt. a und Phorb. a eine Abnahme der Pigmentgehalte mit der Fallentiefe zu beobachten, wobei jeweils Topf 15 bzw. 16 höhere Werte als Topf 18/19 aufwiesen (Abb. 4.52 b). Bei Pyrophorb. a war, außer in der 610 m-Falle, die Tendenz umgekehrt - mit Konzentrationen zwischen 0.7 und 2 ng mm^{-3} . Die geringsten Phaeopigmentgehalte ($0.2 - 0.5 \text{ ng mm}^{-3}$) wurden allerdings in Topf 8/9 der 1950 m-Falle gefunden.

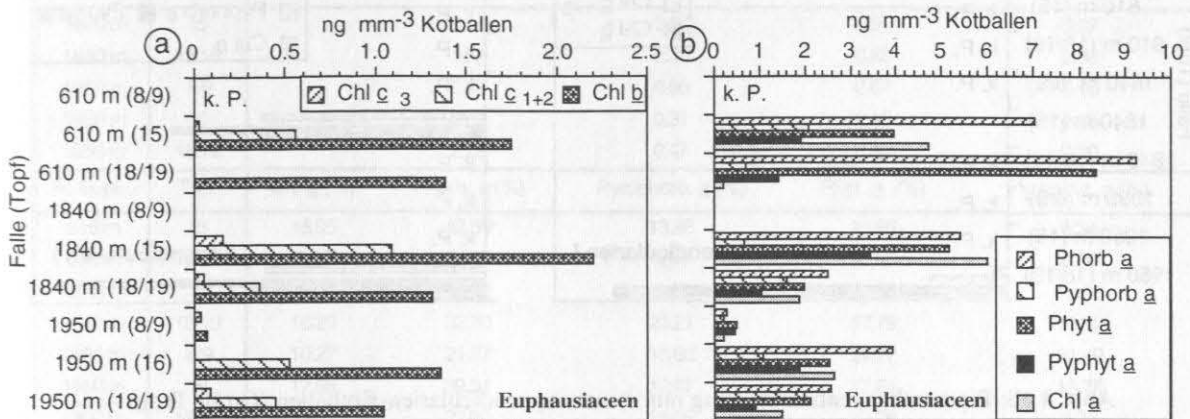


Abb. 4.52: Pigmentkonzentrationen (ng mm^{-3}) von Euphausiaceenkotballen aus verschiedenen Fallentöpfen und -tiefen der Verankerung BI-2. a) Chl c 1+2, Chl c 3 und Chl b, b) Chl a und Phaeopigmente. k. P.: keine Probe.

Auch in der Zusammensetzung der Gesamtchlorine unterschieden sich die Euphausiaceen von den Ostracoden-Kotballen, da bei den Euphausiaceen Chl a maximal 25 % an den Gesamtchlorinen in den Kotballen einnahm, und generell ca. 10 % betrug (Tab. 4.21 b). Entsprechend war der Anteil der Phaeopigmente wesentlich höher und Phorb. a stellte, mit Werten über 24 % und maximal 44 %, den größten Anteil an den Gesamtchlorinen. Der Anteil von Phyt. a war mit 16 bis 34 % an den Gesamtchlorinen etwas höher als bei den Ostracoden-Kotballen, während der Anteil von Pyrophorb. a und Pyrophyt. a in der Regel in der gleichen Größenordnung lag (4 -13 %, Tab. 4.21 b).

Appendicularien-Kotballen

Bei den Appendicularien-Kotballen waren die absoluten Pigmentkonzentrationen pro mm^3 am geringsten, und es war eine geringe Diversität der Pigmente vorhanden. Es wurden zwei Größenklassen der Appendicularien-Kotballen unterschieden: Appendicularien I mit $400 \times 160 \mu\text{m}$ und Appendicularien II mit $720 \times 240 \mu\text{m}$ (Tab. 3.10).

Die kleineren Appendicularien-Kotballen (Appendicularien I) waren nur in zwei Töpfen in ausreichender Mengen für die Pigmentbestimmung vorhanden (Abb. 4.53 a, b). Während in Topf 15 (1850 m) nur Phorb. a, Phyt. a, Pyrophyt. a und Chl a mit Konzentrationen zwischen

1.7 und 4.8 ng mm^{-3} vorhanden waren, fanden sich in Topf 18/19 (1950 m) zusätzlich $\text{Chl } c_3$, $\text{Chl } c_{1+2}$ und $\text{Chl } b$ mit Konzentrationen zwischen 0.02 und 0.5 ng mm^{-3} . Die Konzentrationen in den Kotballen für $\text{Phyt. } a$ und $\text{Chl } a$ lagen mit 6.6 ng mm^{-3} bzw. 1.7 ng mm^{-3} deutlich höher als in dem anderen Topf. $\text{Pyrophorb. } a$ wurde hier nicht nachgewiesen.

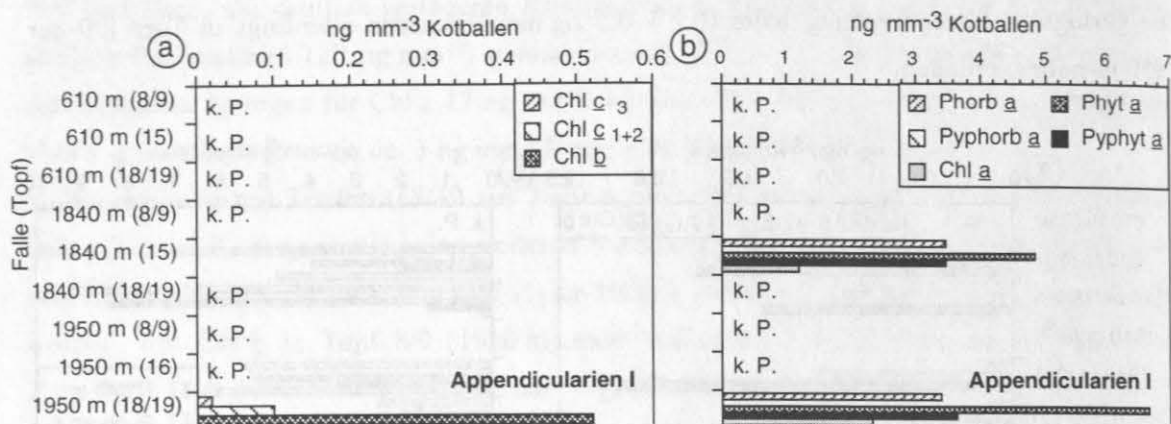


Abb. 4.53: Pigmentkonzentrationen (ng mm^{-3}) von Appendicularien-Kotballen (Größe I) aus verschiedenen Fallentöpfen und -tiefen der Verankerung BI-2. a) $\text{Chl } c_{1+2}$, $\text{Chl } c_3$ und $\text{Chl } b$, b) $\text{Chl } a$ und Phaeopigmente. k. P.: keine Probe.

$\text{Phyt. } a$ und $\text{Phorb. } a$ machten mit jeweils maximal 34 % den größten Anteil an den Gesamtchlorinen in den Kotballen aus. $\text{Pyrophyt. } a$ lag bei 24 % und $\text{Chl } a$ hatte mit maximal 13 % eine geringe Bedeutung an den Gesamtchlorinen in den Kotballen. Das molare Verhältnis zu $\text{Chl } a$ schwankte zwischen 2 und 4 (Tab. 4.21 c).

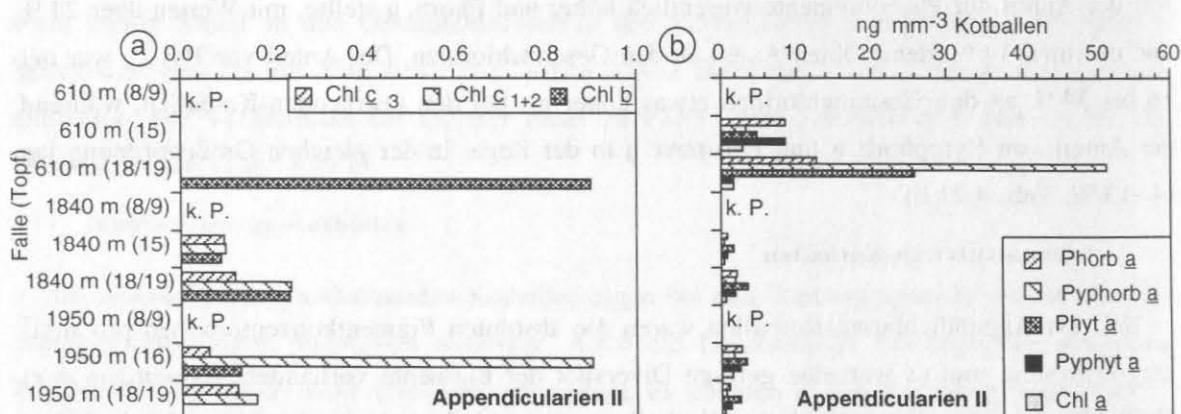


Abb. 4.54: Pigmentkonzentrationen in ng mm^{-3} von Appendicularien-Kotballen (Größe II) aus verschiedenen Fallentöpfen und -tiefen der Verankerung BI-2. a) $\text{Chl } c_{1+2}$, $\text{Chl } c_3$ und $\text{Chl } b$, b) $\text{Chl } a$ und Phaeopigmente. k. P.: keine Probe.

Tab. 4.21: Wie Tab. 4.19 für Kotballen aus der BI-2-Verankerung von a) Ostracoden (Ostra.), b) Euphausiaceen (Euph.), c) Appendicularien (App.) Größe I, d) Appendicularien (App.) Größe II.

a) Ostra.	Topf	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
1840 m	15	64.99	8.86	3.68	17.80	4.68
1840 m	18/19	25.39	33.48	9.02	22.47	9.64
1950 m	8/9	36.17	15.68	0.00	24.27	23.89
1950 m	16	38.13	25.64	11.85	17.54	6.83
1950 m	18/19	26.61	60.88	12.50	0.00	0.00
Ostra.	Topf	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
1840 m	15	0.14		0.06	0.27	0.07
1840 m	18/19	1.32		0.36	0.88	0.38
1950 m	8/9	0.43		0.00	0.67	0.66
1950 m	16	0.67		0.31	0.46	0.18
1950 m	18/19	2.29		0.47	0.00	0.00
b) Euph.	Topf	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
610 m	15	18.95	42.56	13.88	16.26	8.34
610 m	18/19	0.81	54.87	4.44	33.83	6.06
1840 m	15	24.70	33.56	4.45	21.80	15.50
1840 m	18/19	16.29	32.70	23.21	17.78	10.02
1950 m	8/9	10.27	21.87	18.60	24.77	24.49
1950 m	16	17.58	39.34	12.07	17.24	13.78
1950 m	18/19	12.59	32.60	28.06	18.38	8.36
Euph.	Topf	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
610 m	15	2.25		0.73	0.86	0.44
610 m	18/19	68.14		5.51	42.01	7.52
1840 m	15	1.36		0.18	0.88	0.63
1840 m	18/19	2.01		1.42	1.09	0.61
1950 m	8/9	2.13		1.81	2.41	2.39
1950 m	16	2.24		0.69	0.98	0.78
1950 m	18/19	2.59		2.23	1.46	0.66
c) App. I	Topf	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
1840 m	15	7.76	34.47	0.00	32.68	25.09
1950 m	18/19	12.71	28.14	0.00	37.22	21.93
App. I	Topf	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
1840 m	15	4.44		0.00	4.21	3.23
1950 m	18/19	2.21		0.00	2.93	1.73
d) App. II	Topf	Chl <u>a</u> (%)	Phorb. <u>a</u> (%)	Pyrophorb. <u>a</u> (%)	Phyt. <u>a</u> (%)	Pyrophyt. <u>a</u> (%)
610 m	15	8.29	36.32	15.42	13.71	26.27
610 m	18/19	1.33	14.23	63.32	19.68	1.44
1840 m	15	10.11	23.39	16.19	32.59	17.72
1840 m	18/19	6.09	24.90	24.39	28.84	15.77
1950 m	16	10.67	27.43	19.62	23.74	18.55
1950 m	16	13.82	27.53	10.18	26.85	21.62
1950 m	18/19	7.80	23.80	14.61	34.20	19.59
App. II	Topf	Phorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>		Pyrophorb. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Phyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u> /Chl <u>a</u>
610 m	15	4.38		1.86	1.65	3.17
610 m	18/19	10.72		47.71	14.83	1.08
1840 m	15	2.31		1.60	3.22	1.75
1840 m	18/19	4.09		4.00	4.73	2.59
1950 m	16	2.57		1.84	2.23	1.74
1950 m	16	1.99		0.74	1.94	1.56
1950 m	18/19	3.05		1.87	4.38	2.51

Die größeren Appendicularien-Kotballen (Appendicularien II) waren wesentlich häufiger in dem sedimentierten Material vorhanden, zeigten aber auch eine geringe Diversität in den gemessenen Pigmenten mit in der Regel geringen Konzentrationen (Abb. 4.54 a, b). Chl c_{1+2} , Chl c_3 und Chl b waren, wenn überhaupt, meist mit Konzentrationen $< 0.24 \text{ ng mm}^{-3}$ in den Kotballen vorhanden (Abb. 4.54 a). In den Kotballen der 610 m-Falle erreichten Chl a und die Phaeopigmente Konzentrationen von maximal 1.3 ng mm^{-3} für Chl a und bis zu 51 ng mm^{-3} für Pyrophorb. a (Abb. 4.54 b). In den beiden tieferen Fallen (1840 und 1950 m) schwankten die Konzentrationen für diese Pigmente zwischen 0.3 und 3.7 ng mm^{-3} .

Mit maximal 14 % hatte Chl a bei diesen Kotballen, verglichen mit denen der Ostracoden, einen geringen Anteil an den Gesamtchlorinen. Bei den Phaeopigmenten waren zwischen den Kotballen aus den einzelnen Töpfen starke Schwankungen von z. B. minimal 1 % für Pyrophyt. a und 63 % für Pyrophorb. a in Topf 18/19 (610 m), aber auch 26 % für Pyrophyt. a in Topf 15 (610 m) und nur 10 % Pyrophorb. a in Topf 16 (1950 m, Tab. 4.21 d) zu verzeichnen. Die molaren Verhältnisse für Chl a waren mit bis zu 48 für Pyrophorb. a in Topf 18/19 (610 m) ungewöhnlich hoch und schwankten ansonsten zwischen 0.7 und 5.

Ein Vergleich der Phaeopigmente und Chl a -Gehalte der beiden Appendicularien-Kotballen Typ I und II in den gleichen Fangintervallen (Topf 15 in 1840 m und Töpfe 18/19 in 1950 m) zeigte, daß die kleineren Appendicularien-Kotballen (I) pro mm^3 mehr Gesamtchlorine enthielten als die großen Appendicularien-Kotballen (II; Abb. 4.55). In dem gleichen Fangintervall war auch der relative Anteil des Chl a in den kleinen Appendicularien-Kotballen (I) etwas höher als bei den bei den großen Appendicularien-Kotballen (II).

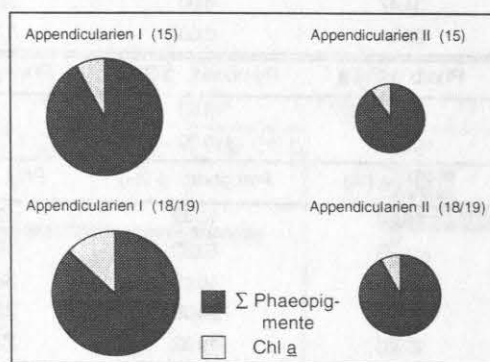


Abb. 4.55: Phaeopigment- und Chl a -Gehalt pro mm^3 Kotballen der beiden Größenklassen von Appendicularien-Kotballen in 1840 und 1950 m aus verschiedenen Fangintervallen. Die Größe der Kreise ist proportional zur Pigmentmenge.

Da in den Appendicularien-Kotballen (I und II) aus den Fallen, im Gegensatz zu denen aus der Wassersäule, die geringsten Pigmentkonzentrationen pro mm^3 gefunden wurden und sich die Werte im Bereich der analytischen Nachweisgrenze bewegten, wurden aus Topf 16

(1950 m) die noch verbleibenden Kotballen (1384 Stück) aus einer Unterprobe herausgesammelt und eine zusätzliche Messung durchgeführt. Die weitere Probe bestand aus 150 Kotballen (s. Tab. 3.10). Dabei zeigte sich, daß die Pigmentkonzentrationen pro Kotballen bei der $N = 150$ Kotballen-Probe höher waren als in der $N = 1384$ Kotballen-Probe (Abb. 4.56).

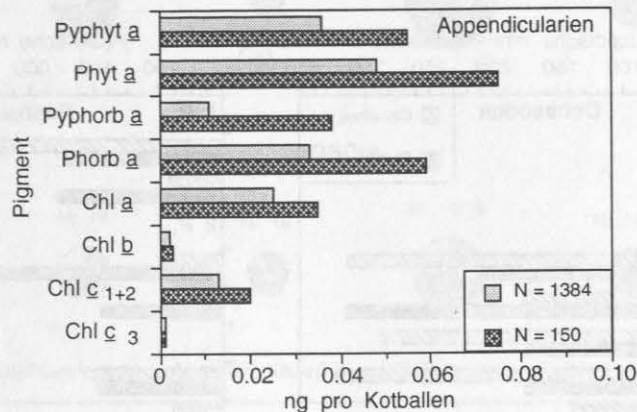


Abb. 4.56: Vergleich der Pigmentkonzentrationen (ng Kotballen^{-1}) bei unterschiedlicher Anzahl (N) von Appendicularien-Kotballen für Pigmentmessungen aus Topf 16 (1950 m) der BI-2-Verankerung.

Das Pigmentspektrum war jedoch ähnlich. Die Unterschiede sind vermutlich auf die verschiedenen Größen der Kotballen zurückzuführen, da bei der $N = 1384$ Kotballen-Probe nicht alle Kotballen einer Größenklasse zugeordnet wurden. Daher ist die Umrechnung der Meßwerte auf Pigmente pro Kotballen mit größeren Fehlern behaftet, weil die unterschiedlichen Größen I und II auch einen unterschiedlichen Pigmentgehalt hatten (s. o.). Andererseits zeigte dieser Vergleich, daß eine Unterschätzung der Pigmentkonzentrationen in den Appendicularien-Kotballen der Sinkstoffe ausgeschlossen werden kann, da auch bei größeren Mengen von Probenmaterial keine höhere Auflösung der Pigmente erzielt werden kann.

Chl-ähnli. Pigmente

Zusätzlich zu den quantitativ erfaßbaren Pigmenten wurden die Pigmente Chl-ähnli. 1 und 2 in den Kotballen gefunden (Abb. 4.57 a-c). Auch hier konnten die Pigmente nicht quantifiziert werden und die gemessenen Peakflächen wurden auf ein Kotballen-Einheitsvolumen (Peakfläche mm^{-3}) berechnet.

Bei den Ostracoden-Kotballen dominierte Chl-ähnli. 1 über Chl-ähnli. 2 jeweils in den Töpfen 15 bzw. 16 der jeweiligen Fallentiefen 1840 m und 1950 m (Abb. 4.57 a), ebenso wie in Topf 8/9 der 1950 m-Falle. In den Töpfen 18/19 der jeweiligen Fallentiefen dominierte dagegen Chl-ähnli. 2 über Chl-ähnli. 1 in den Kotballen der Ostracoden. Die Peakflächen schwankten zwischen 139 und 315 Peakfläche mm^{-3} Kotballen.

Bei den Euphausiaceen-Kotballen war die Menge des Chl-ä hn l. 1, außer in Topf 15 (610 m), geringer oder gleich mit der Menge des Chl-ä hn l. 2 (Abb. 4.57 b). Chl-ä hn l. 1 hatte das Maximum in Topf 15 (610 m) mit 1289 Peakfläche pro mm^3 Kotballen, während Chl-ä hn l. 2 das Maximum mit 778 Peakfläche pro mm^3 Kotballen in der 1840 m-Falle (Topf 15) hatte. Insgesamt lagen die Peakflächen in der gleichen Größenordnung wie bei den Ostracoden-Kotballen.

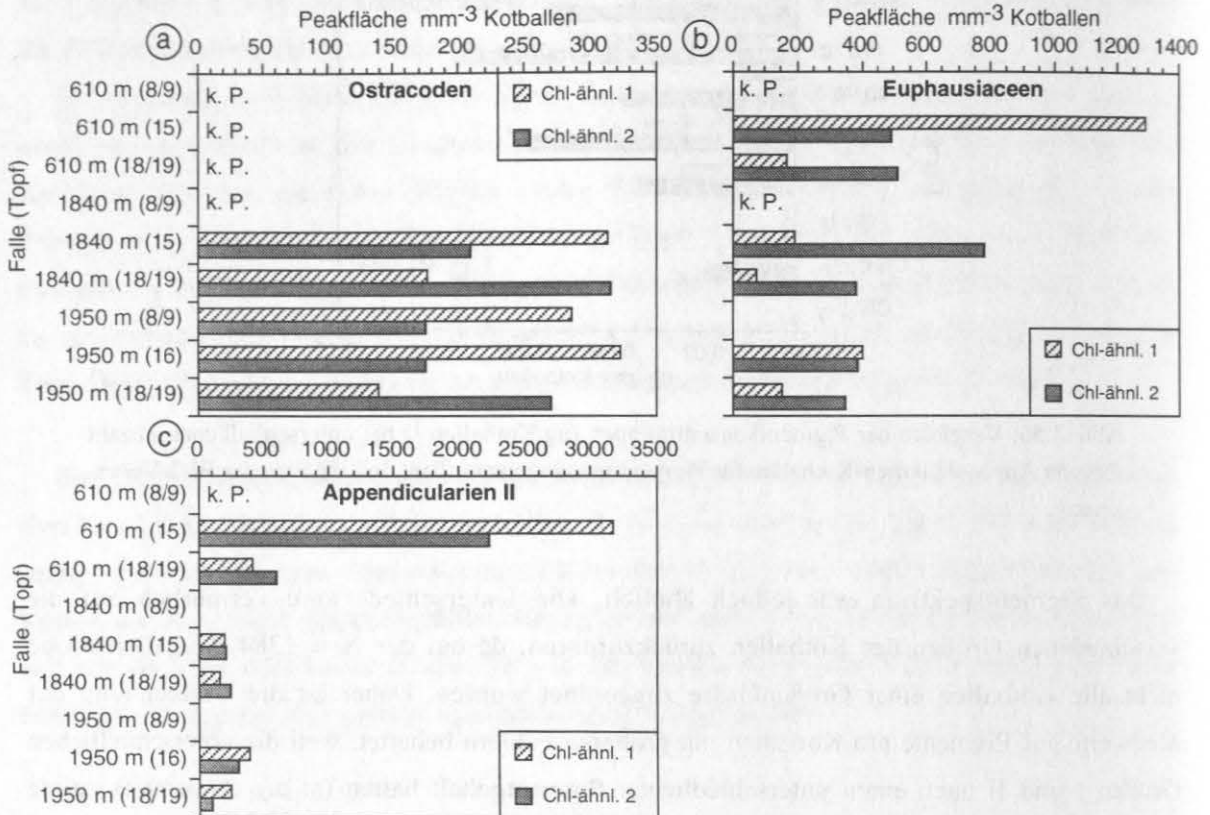


Abb. 4.57: Chl-ä hn l. Pigmente 1-2 (in Peakfläche mm^3) aus verschiedenen Fallentöpfen und -tiefen der Verankerung BI-2 für a) Ostracoden-, b) Euphausiaceen- und c) Appendicularien-Kotballen (Größe II). k. P.: keine Probe.

Bei den Appendicularien-Kotballen Größe I wurden keine Chl-ä hn l. Pigmente nachgewiesen. Ebenso wie bei den Euphausiaceen-Kotballen wurden die höchsten Chl-ä hn l. 1 und 2 Pigmentpeakflächen bei den Appendicularien-Kotballen Größe II in 610 m (Topf 15) gefunden. Die Werte waren mit 3158 Peakfläche pro mm^3 Kotballen (Chl-ä hn l. 1) bzw. 2228 Peakfläche pro mm^3 (Chl-ä hn l. 2) deutlich höher als bei den Euphausiaceen-Kotballen (Abb. 4.57 c). In den unteren Fallentiefen lagen die Chl-ä hn l. Pigmente in der gleichen Größenordnung wie für die Kotballen der Euphausiaceen und Ostracoden.

Vergleich aller Kotballen in 1840 m und 1950 m Tiefe

Um den durch Kotballen hervorgerufenen Pigmentfluß der unterschiedlichen Organismen beurteilen zu können, zeigt Abb. 4.58 a, b Diagramme, welche die Pigmente nach Gruppen für

die verschiedenen Kotballentypen in der 1840 m und 1950 m-Falle zusammenfaßt. Die Größe der einzelnen Kreisdiagramme gibt dabei die absolute Mengen der jeweiligen Pigmente an.

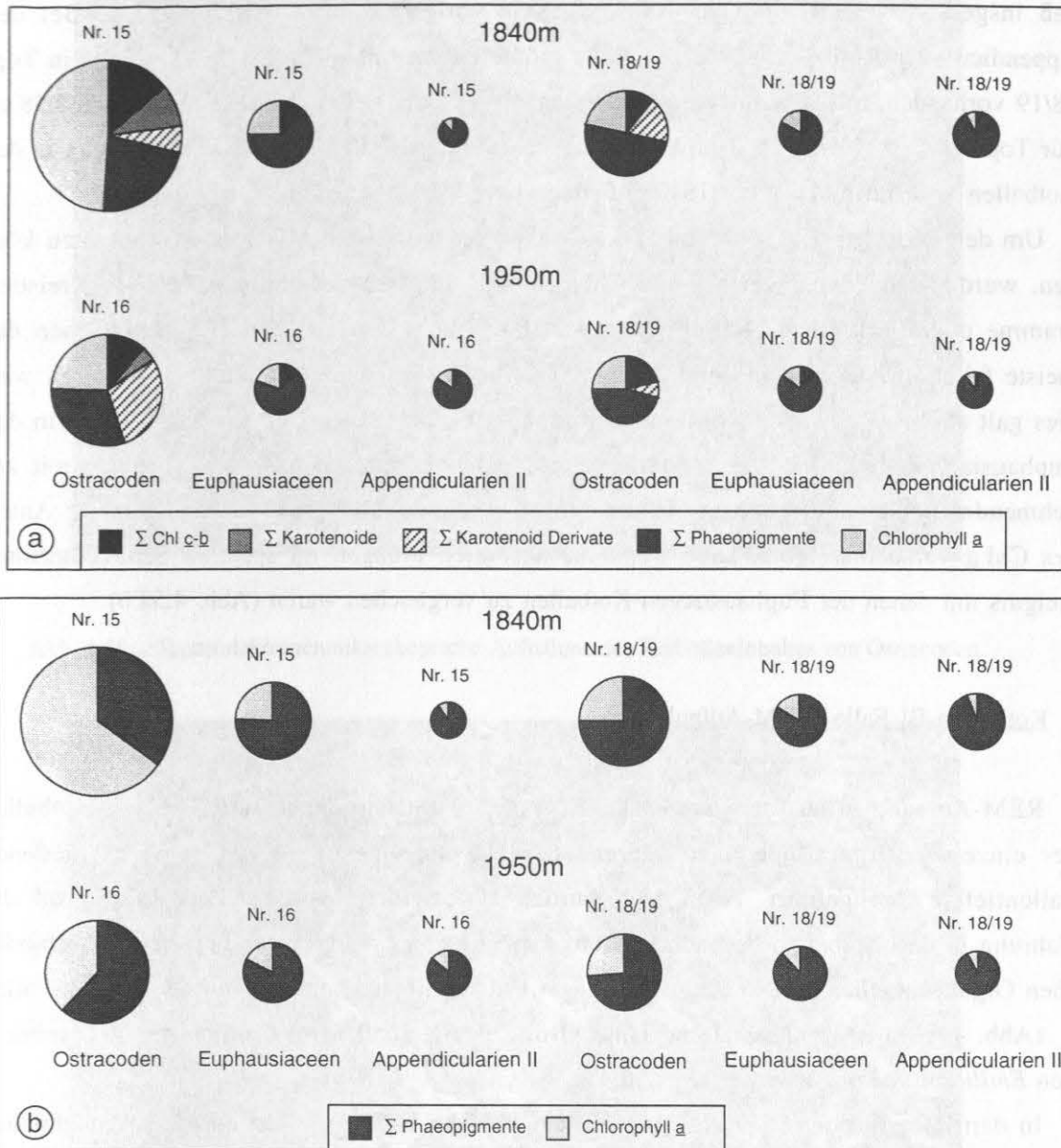


Abb. 4.58: Pigmentkonzentrationen (ng mm⁻³) für die verschiedenen Kotballentypen in der 1840 m und 1950 m Falle für a) alle gemessenen Pigmente in Gruppen zusammengefaßt und b) die molaren Verhältnisse der Phaeopigmente und Chl a. Die Durchmesser der Kreise ist ein Maß für die absolute Menge der jeweiligen Pigmente pro mm³ Kotballen.

Dabei wird deutlich, daß die größte Diversität der Pigmente in den Ostracoden-Kotballen vorhanden war. Die meisten Pigmente waren in 1840 m in Topf 15 nachweisbar. Die Pigmentmenge war in Topf 16 (1950 m) etwas geringer, der Anteil des Chl a nahm jedoch deutlich ab, während die Karotenoid-Derivate zunahmen (Abb. 4.58 a). In beiden Fallentiefen waren die Pigmentmengen in den Ostracoden-Kotballen in Topf 18/19 geringer als in Topf 15 bzw. 16.

Es war ebenfalls eine Abnahme des Pigmentgehaltes in den Kotballen zwischen der 1840 m- und 1950 m-Falle vorhanden.

Das gleiche Muster wiederholte sich bei den Euphausiaceen-Kotballen mit dem Unterschied, daß insgesamt wesentlich mehr Abbauprodukte vorhanden waren (Abb. 4.58 a). Bei den Appendicularien-Kotballen war dagegen die größte Pigmentmenge in der 1840 m-Falle in Topf 18/19 vorhanden, mit abnehmenden Pigmentgehalten in der tiefen Falle (1950 m, Abb. 4.58 a). Für Topf 15 bzw. 16 lag das Verhältnis umgekehrt und in 1950 m Tiefe war mehr Chl *a* in den Kotballen vorhanden als in der 1840 m-Falle.

Um den "Frischegrad" des durch die Kotballen sedimentierten Materials beurteilen zu können, wurden die Phaeopigmente und Chl *a* in Mol umgerechnet und ebenfalls als Kreisdiagramme dargestellt (Abb. 4.58 b). Hier wurde deutlich, daß von den Gesamtchlorinen das meiste frische Material, angezeigt durch Chl *a*, in den Ostracoden-Kotballen vorhanden war; dies galt auch für die spätere Sedimentationsphase (Topf 18/19). Der Anteil des Chl *a* in den Euphausiaceen-Kotballen war wesentlich geringer und zeigte ebenso eine Abnahme mit zunehmender Sedimentationsphase. In den Appendicularien-Kotballen war dagegen der Anteil des Chl *a* vernachlässigbar, auch wenn die absoluten Mengen im späteren Sedimentationsereignis mit denen der Euphausiaceen-Kotballen zu vergleichen waren (Abb. 4.58 b).

Kotballen BI Falle (REM-Aufnahmen)

REM-Aufnahmen aus dem Inhalt der Kotballen wurden stichpunktartig an den Kotballen der einzelnen Organismen während der Hauptsedimentation aus den verschiedenen Fallentiefen durchgeführt. Auch hier wurden Unterschiede in dem Zerstörungsgrad der Nahrung in den Kotballen beobachtet. Abb. 4.59 a-c) zeigt repräsentativ für die unterschiedlichen Organismen den Kotballeninhalt aus dem Hauptsedimentationsintervall der 1840 m-Falle.

(Abb. 4.59 a) zeigt das Material eines Ostracoden-Kotballen, in dem ganze Coccosphären von *Emiliana huxleyi* zu erkennen sind.

In dem Material des Euphausiaceen-Kotballen (Abb. 4.59 b) waren ebenfalls die gleichen Phytoplanktonorganismen vorhanden, jedoch lagen hier überwiegend nur noch Coccolithen von *E. huxleyi* vor.

Der "Grad" der Zerstörung des Kotballen Materials war am ausgeprägtesten in den Appendicularien-Kotballen (Abb. 4.59 c). Hier wurden auch vereinzelt Coccolithen von *C. pelagicus* gefunden, während die Coccolithen von *E. huxleyi* bereits stark angelöst waren. Zusätzlich wurde Diatomeen-Bruch von zentrischen Diatomeen gefunden.



Abb. 4.59 a: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme des Kotballeninhaltes von Ostracoden.

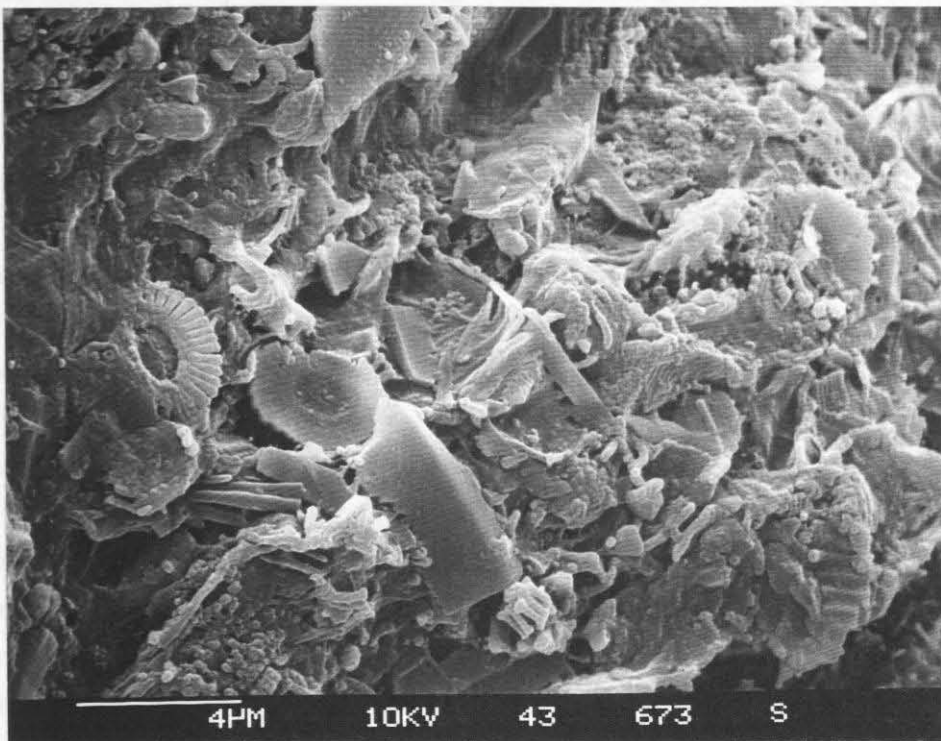


Abb. 4.59 b: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme des Kotballeninhaltes von Euphausiaceen.

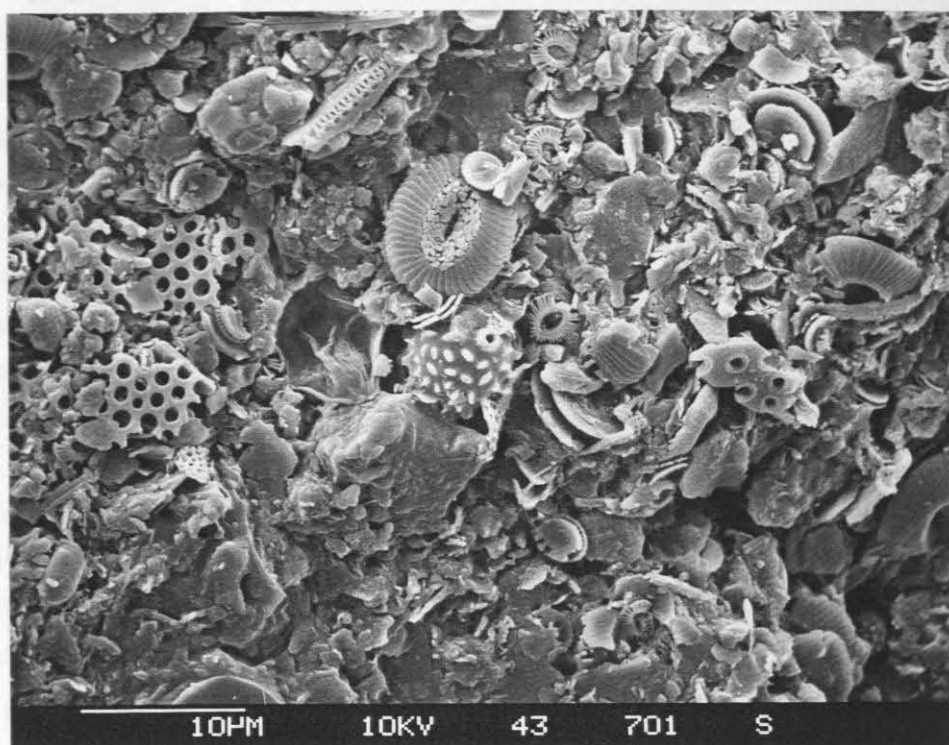


Abb. 4.59 c: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme des Kotballeninhaltes von Appendicularien

5. Diskussion

5.1. Anwendbarkeit von Pigmenten als Biomarker in pelagischen Systemen

5.1.1. Methodische Aspekte zu Pigmentmessungen in suspendierten Material

Chlorophyll *a* ist das primäre Photosynthesepigment in allen Algen und Pflanzen (Libbert, 1993). Chl *a*-Konzentrationen des suspendierten Materials werden in pelagischen Systemen zur Bestimmung der Algenbiomasse herangezogen. Ein Vergleich der Chl *a*-Konzentrationen aus fluorometrischen Messungen mit den HPLC-Pigmentmessungen zeigt in der vorliegenden Arbeit durchschnittlich 25 % niedrigere Chl *a*-Konzentrationen in den HPLC-Bestimmungen. In der Regel wird eine Überschätzung von 15-40 % durch die fluorometrische Meßmethode gegenüber der HPLC-Methode gefunden (Gieskes und Kraay, 1983; Gieskes und Kraay, 1984; Gieskes und Kraay, 1986c; Murray *et al.*, 1986). Bei spektrophotometrischen Meßmethoden kann diese Überschätzung bis zu 75 % betragen (Mantoura und Llewellyn, 1983). Dieses ist darauf zurückzuführen, daß Meerwasserproben ein Gemisch vieler Pigmente darstellen und z.B. die Absorptions- und Emmisionsspektren von Chl *b* und Chl *c* mit denen des Chl *a* überlappen und keine sichere Quantifizierung des Chl *a* erfolgen kann (Mantoura und Llewellyn, 1983). Weiterhin können Abbauprodukte des Chl *a*, wie z.B. Chlid *a*, bei der spektrophotometrischen und fluorometrischen Methode nicht von Chl *a* getrennt werden. Somit kann, je nach Stoffgemisch der Ausgangsprobe, Chl *a* durch diese Methoden überschätzt werden. Es werden aber auch Unterschätzungen, wie in dieser Arbeit z.B. bei der OG 3A-Verankerung in 100 m Tiefe, gefunden. Eine mögliche Erklärung ist eine zu geringe Ansäuerung der Proben. Eine Veränderung der Säurezugabe bei der fluorometrischen Methode hat einen erheblichen Einfluß auf die Konzentration des bestimmten Chl *a*; insbesondere bei hohen Chl *a*-Konzentrationen kommt es zu einer Unterschätzung durch die fluoremetrische Methode (M. Krumbholz, SFB 313, pers. Mittg.). Eine Unterschätzung des Chl *a* um 30 % mit der fluorometrischen gegenüber der HPLC-Methode wurde von Trees *et al.* (1985) und Bianchi *et al.* (1995a) gefunden. Bianchi *et al.* (1995a) merken aber auch an, daß hohe Chl *c*-Konzentrationen in den Proben auch zu einer Überschätzung der Chl *a*-Konzentration durch die fluorometrische Messung führten. Ob die in dieser Arbeit gefundene Überschätzung des Chl *a* durch die fluorometrische Messung in fast allen Regionen auf den hohen Anteil der Diatomeen zurückzuführen ist, die neben Fuco. Chl *c*₁₊₂ als wichtige Pigmente besitzen (Jeffrey, 1980; Stauber und Jeffrey, 1988), kann nicht abschließend beurteilt werden. Die gefundenen Unterschiede zwischen der HPLC- und der fluorometrischen Messung liegen insgesamt in dem in der Literatur beschriebenen Rahmen und ändern grundsätzlich nichts an den Aussagen über sowie den Mustern der Chl *a*- und damit auch der Biomasseverteilung. Für die absoluten Stoffflüsse sind diese Unterschiede jedoch von großer Bedeutung und weitere Studien über die Ursachen dieser Unterschiede sind wünschenswert.

Die bisher verwendeten fluorometrischen und spektrophotometrischen Meßmethoden führen häufig zu einer starken Überschätzung der Phaeopigmentkonzentrationen (Neveux *et al.*, 1990). Darüber hinaus erlaubt die fluorometrische Methode keine weitere Differenzierung der Phaeopigmente. Im Gegensatz dazu können durch die HPLC-Pigmentmessungen das reine Chl *a* (vergl. Abschnitt 4.5.2) sowie die wichtigsten vorkommenden Abbauprodukte (z.B. Chlid *a*, Phorb. *a*, Pyrophorb. *a*, Phyt. *a* und Pyrophyt. *a*) sicher bestimmt werden (z.B. Bidigare *et al.*, 1985; Head und Horne, 1993). Damit wurden Vorstellungen über die Existenz von Phaeopigmentmaxima in dem "Tiefen Chlorophyll Maximum" der tropischen und subtropischen Ozeane (z.B. SooHoo und Kiefer, 1982a; Welschmeyer und Lorenzen, 1985) z.T. revidiert, da statt den postulierten hohen Phaeopigmentkonzentrationen hohe Konzentrationen von Chl *b* gemessen wurden (Gieskes und Kraay, 1986b). Chl *b* zeigt durch das Ansäuern Interferenzen bei der fluorometrischen Meßmethode (Vernet und Lorenzen, 1987a). Durch Ansäuern wird Chl *b* zu Phyt. *b* umgewandelt und somit bei den Phaeopigmenten mitbestimmt (Zusammenfassung in: Herbrand, 1988).

Im Vergleich zu den Karotenoiden, die bei der HPLC-Technik mit Absorptionsdetektoren bestimmt werden können, gibt es bei Chlorophyllen (z.B. Chl *c*₁₊₂, Chl *b*, Chl *a*, Phorb. *a*) die Möglichkeit, durch eine zusätzliche Detektion mit einem Fluoreszenzdetektor die Empfindlichkeit der Messung um den Faktor 10 zu steigern. Damit kann auch in sehr kleinen Probenmengen noch eine sichere Bestimmung dieser Pigmente erfolgen.

Insgesamt können durch die qualitative und quantitative Erfassung einzelner Chlorophylle und Phaeopigmente Fehlinterpretationen bei der Charakterisierung von pelagischen Systemen vermieden werden. Durch die Isolierung einzelner Phaeopigmente besteht das Potential, diese unterschiedlichen Abbauwegen des Phytoplanktons zuzuordnen. Welche Abbauprodukte des Chl *a* nun für die Charakterisierung von z.B. Seneszenz oder Freßdruck herangezogen werden können, wird in Abschnitt 5.1.4 ausführlich diskutiert.

Bei Messungen von Pigmenten ist darüber hinaus zu beachten, dass Photooxidation eine potentielle Fehlergröße darstellt. Dies bedeutet, daß die Pigmente sowohl in der Wassersäule als auch bei der Probenaufbereitung durch Licht zerstört werden können. In der lebenden Zelle hat eine Alge die Möglichkeit, die Photooxidation über die Karotenoide (Krinsky, 1979) im Xanthophyll-Zyklus zu regulieren, um eine Zerstörung der Zelle zu verhindern und sich entsprechenden Lichtbedingungen anzupassen (Cullen und Lewis, 1988; Demers *et al.*, 1991; Brunet *et al.*, 1993; Demmig-Adams und Adams II, 1993; Frank und Cogdell, 1993; Olaizola und Yamamoto, 1994). Sobald die Zelle zerstört bzw. als Kotballen vorliegt führt die Zugabe von Licht zu einem gleich hohen Pigmentverlust (Moreth und Yentsch, 1970). Im Gegensatz dazu beobachtete Nelson (1993) eine langsamere Zerstörung der Pigmente in Kotballen. SooHoo und Kiefer (1982a; 1982b) fanden, daß der Abbau der Pigmente eine Reaktion erster Ordnung und stark temperaturabhängig ist. Welschmeyer und Lorenzen (1985) konnten dies

jedoch nicht bestätigen. Nach ihren Berechnungen würde an der Oberfläche der euphotischen Zone an einem Tag mit durchschnittlicher Beleuchtung ca. 92 % der Phaeopigmente durch Photooxidation abgebaut werden. Nach Nelson (1993) werden Karotenoide und Chlorophylle durch Photooxidation im gleichen Verhältnis abgebaut. Allerdings sind in der Arbeit die Zerfallskonstanten der einzelnen Pigmente z.T. sehr unterschiedlich und legen eine andere Interpretation der Daten nahe, da insbesondere das Chl *b* auch hier am langsamsten zerfällt (vergl. auch Abschnitt 5.1.3). Leavitt und Carpenter (1990) fanden dagegen *in situ* in Seen (Indiana) einen schnelleren Abbau der Karotenoide durch Photooxidation.

Photooxidation ist also nicht auf die Polar- und Subpolarregionen beschränkt, wenn Phytoplanktonbiomassen mittels Pigmentmessungen in marinen Systemen bestimmt werden sollen. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß Pigmente in absterbenden Phytoplankton und in Kotballen unter Lichteinwirkung zerstört werden und der dabei auftretende Pigmentverlust nicht quantifizierbar ist. Deshalb wird deutlich, daß bei der Filtration und Weiterverarbeitung der Pigmentproben auf sehr geringe Beleuchtungsstärken geachtet werden muß, um den Einfluß der Photooxidation zu minimieren.

Zusätzliche Probleme, die bei HPLC-Pigmentmessungen auftreten können und für die Interpretation der Chemotaxonomie von Pigmenten relevant sind, werden im folgenden Abschnitt 5.1.2 erläutert.

5.1.2. Chemotaxonomie

Probleme, die bei der Verwendung des chemotaxonomischen Ansatzes auftreten können

Die u.a. in Jeffrey (1980), Goodwin und Britton (1988) und van den Hoek *et al.* (1993) zusammenfassend dargestellte Chemotaxonomie der Pigmente erlaubt grundsätzlich eine gute Charakterisierung der Phytoplanktongemeinschaften, wie neuere Publikationen für polare Regionen (Buma *et al.*, 1990, 1992; Bidigare *et al.*, 1992; Smith *et al.*, 1996), den Nordatlantik (Barlow *et al.*, 1993b), den nördlichen Teil des Zentralpazifik (Letelier *et al.*, 1993) und das Mittelmeer (Claustre *et al.*, 1994) zeigten. Da Pico- und Nanophytoplankton über konventionelle Utermöhlmikroskopie nicht, oder nur ungenügend, bestimmt werden kann, konnten durch den Einsatz der HPLC-Pigmentmessungen Erkenntnisse über die große Bedeutung des Pico- und Nanophytoplanktons im Weltozean gewonnen werden (z.B. Gieskes und Kraay, 1986a; Everitt *et al.*, 1990; Trees *et al.*, 1992; Malone *et al.*, 1993; Pollehne *et al.*, 1993; Michaels *et al.*, 1994; Claustre und Marty, 1995).

Die im Rahmen des JGOFS-Projektes durchgeführten Interkalibrationen zwischen den verschiedenen Untersuchungslaboren zeigten eine gute Vergleichbarkeit der gewonnenen Pigmentkonzentrationen und bei der Identifizierung der Pigmente (Latasa *et al.*, 1996). Trotzdem gibt es bei der Verwendung dieser Methode einige Aspekte, die problematisch sind und die im Folgenden diskutiert werden sollen.

Für die Trennung von Pigmenten wird häufig die "Reversed Phase"-HPLC-Methode von Mantoura und Llewellyn (1983) verwendet, die, etwas modifiziert, auch Grundlage für die chromatographischen Trennungen in dieser Arbeit ist (s. Abschnitt 3.1.2). Nachteil dieser Methode ist, daß nicht alle bisher bekannten Pigmente eindeutig voneinander getrennt werden können. In diesem Fall spricht man von der **Koelution** der Pigmente. So koeluiert der Biomasseindikator Chl *a* mit dem Divinylchlorophyll *a*, das in marinen Prochlorophyten bestimmt wurde (Chisholm *et al.*, 1988; Veldhuis und Kraay, 1990; Goericke und Repeta, 1992). Wenn diese beiden Pigmente im Verhältnis 1:1 vorliegen, kann das Chl *a* in einer Probe bis zu 20 % überbestimmt werden, (Goericke und Repeta, 1992; 1993). Da nach Chisholm *et al.* (1992) Prochlorophyten aber nur in temperierten und gemäßigten Breiten vorkommen und während der Antarktis-Expedition auch keine Prokaryonten in den "Flow-Cytometer"-Messungen bestimmt wurden (Detmer, 1995), ist in der vorliegenden Untersuchung nicht von einer Fehleinschätzung des Chl *a* durch eine Koelution mit Divinylchlorophyll *a* auszugehen. Diese Aussage gilt auch für das Chl *b*, das bei Prochlorophyten durch Divinylchlorophyll *b* ersetzt ist (Goericke und Repeta, 1992).

Weiterhin koeluierten bei der verwendeten Meßmethode Zeax. und Lut. (Abb. 4.1). Zeax. ist ein Marker, der in Cyanobakterien (Guillard *et al.*, 1985) und Prochlorophyten dominant ist (Chisholm *et al.*, 1988) und in Spuren in Chlorophyceen vorkommt (Hager und Stransky, 1970a). Lut. ist ein Marker für Chlorophyceen (Hager und Stransky, 1970a; van den Hoek *et al.*, 1993, s. auch Tab. 4.1). Prochlorophyten kommen, wie bereits erwähnt, in polaren Regionen nicht vor, während die Meinungen über das Vorkommen von Cyanobakterien in diesen Regionen unterschiedlich sind. So beschreiben Waterbury *et al.* (1986) ihre Ausdehnung bis in temperierte Breiten, während sie in polaren Breiten nicht existieren können. Marchant *et al.* (1987) konnten im südlichen Ozean und Murphy und Haugen (1985) im Nordatlantik eine Abnahme der Abundanz dieser Blaualgen mit abnehmender Wassertemperatur zeigen. Gradinger und Lenz (1989) fanden dagegen diese photosynthetischen Bakterien in hohen arktischen Breiten und führen ihre Existenz auf die laterale Advektion warmer Wassermassen zurück. Insgesamt wird ihrer Biomasse aber eine untergeordnete Bedeutung in der Grönländischen See zugeordnet (Gradinger, 1990; Gradinger und Lenz, 1995). In der Barents-See wurden diese Organismen ebenfalls während mehrerer Jahre nur gelegentlich in geringen Abundanzen gefunden (Thronsen und Kristiansen, 1991). Begleitende mikroskopische Untersuchungen, die auf allen Expeditionen von anderen Kollegen durchgeführt wurden, zeigten - bis auf eine Ausnahme in der PFr der Antarktis (Bathmann *et al.*, 1997) - keine Anzeichen für das Auftreten von Blaualgen in den jeweiligen Untersuchungsgebieten (Ostgrönlandstrom, E. Bauerfeind, pers. Mittg., Bäreninsel, U. Jakobi pers. Mittg., Antarktis, Becquevort, 1997; Detmer und Bathmann, 1997). Daher kann davon ausgegangen werden, daß in der vorliegenden Untersuchung der entsprechende Peak in den Chromatogrammen dem Marker Lut. zuzuordnen ist. Weitere Sicherheit erhält man durch die zeitgleiche Aufnahme von Absorptionsspektren mit einem Diodenarraydetektor, die eine Differenzierung der beiden Pigmente erlaubt (Ondrusek *et*

al., 1991). So konnte im Bereich PFr die Existenz von Cyanobakterien über die Absorptionsspektren dieses Peaks mit dem Diodenarraydetektor bestimmt werden. Diese Messungen wurden aber nur stichpunktartig durchgeführt. Der größte Teil der Antarktis-Proben wurde nur mit einem gewöhnlichen UV-Detektor gemessen. Die Aufnahme von Absorptionsspektren für die gesamten Wassersäulen-Messungen hätte eine zu große Datenkapazität auf dem Auswerterechner des HPLC-Systems belegt.

In tropischen und temperierten Breiten, wo sowohl Prochlorophyten als auch Cyanobakterien saisonal bestandsbildend sind (Waterbury *et al.*, 1986; Chisholm *et al.*, 1992) und eine quantitative Unterscheidung dieser Marker- und Biomassepigmente notwendig ist, sollten andere, bzw. zusätzliche Trennungsmethoden verwendet werden (Gieskes und Kraay, 1983; Juhler und Cox, 1990; van Heukelem *et al.*, 1992; Goericke und Repeta, 1993), um die jeweiligen Marker zu unterscheiden. Da aber insgesamt in Wassersäulenproben das Pigment-Stoffgemisch nicht so komplex ist, konnte hier, mit Ausnahme der oben angesprochenen Koelutionen, für die unterschiedlichen Peaks eine ausreichende Identifizierung der Pigmente über externe Standards und das Einspritzen von bekannten Algenkulturextrakten erreicht werden (s. Abschnitt 3.1.2).

Anders ist dies jedoch bei der Messung von **Sinkstoffen**, bei denen ein weiteres Koelutions- bzw. Verunreinigungsproblem zwischen den Karotenoiden und den verschiedenen Chl *a*-Abbauprodukten auftreten kann, insbesondere wenn das Pigmentsignal überwiegend aus Phaeopigment besteht. Da nur die fluoreszierenden Pigmente mit dem Fluoreszenzdetektor bestimmt werden, können die Phaeopigmente eindeutig quantifiziert werden, während die Peaks des Absorptiondetektors durch koeluiierende Phaeopigmente "verschmiert" werden (Abb. 4.1). In der vorliegenden Untersuchung trat dieses Problem insbesondere bei dem Marker 19'-Hex. auf, der in dem Fallenmaterial aus dem Ostgrönlandstrom mit einem Phaeopigment verunreinigt war und in den Sinkstoffen am Barents-See Kontinentalhang mit dem bisher unbekannten Chl-ä hn l. 3 koeluierte (vergl. Abschnitt 3.2.2 und 4.3.2). Dieses Chl-ä hn l. Pigment hatte nur eine geringe Fluoreszenz und ohne die gleichzeitige Aufnahme der Absorptionsspektren wäre es zu einer Fehlinterpretation der sedimentierten Pigmente in dem Fallenmaterial gekommen.

In dem Material aus dem Ostgrönlandstrom führte die Verunreinigung mit dem Phaeopigment, ebenso wie bei Sinkstoffen aus dem Nordatlantik (Head und Horne, 1993), zu einer Überschätzung des sedimentierten 19'-Hex.. Daher sollten bei allen Messungen von komplexen Stoffgemischen (z.B. Sinkstoffen, Kotballen, Sedimenten und Abbauprodukten) zusätzliche Aufnahme von Absorptionsspektren durchgeführt werden, um einerseits die Stoffe besser charakterisieren zu können und andererseits Fehlbestimmungen zu vermeiden.

Weiterhin muß bei der Anwendung des chemotaxonomischen Ansatzes berücksichtigt werden, daß bestimmte Arten einzelner Algenklassen nicht die für diese Klassen typischen Pigmentmuster haben und z.T. sogar die **Marker anderer Klassen** beinhalten (s. auch Tab.

4.1). So wurde z.B. 19'-Hex., der Marker für Prymnesiophyceen, als dominantes Pigment in Dinoflagellaten gefunden (Tangen und Bjørnland, 1981), die normalerweise durch Peri. charakterisiert sind. Ebenso wurde bei *Imantonia rotunda*, einer Prymnesiophyceae, der Marker für Pelagophyceen (19'-But.) als wichtigstes Pigment gefunden (Barlow *et al.*, 1993b). In der vorliegenden Untersuchung tritt in der Norwegischen See (Barents-See Kontinentalhang) ein vergleichbares Problem mit dem Organismus *Coccolithus pelagicus* auf, bei dem das 19'-Hex. durch Fuco. ersetzt ist (Fiksdahl *et al.*, 1978). Damit gleicht dessen Karotenoidzusammensetzung der von Diatomeen. Der Austausch des Prymnesiophyceenmarkers 19'-Hex. gegen Fuco. konnte auch für *Phaeocystis* im Bereich der Barents-See nachgewiesen werden (Wassmann *et al.*, 1990). Ein Vergleich zwischen einer antarktischen und einer aus der Nordsee isolierten Form von *Phaeocystis* (Buma *et al.*, 1991) ergab ebenfalls das **Fehlen** von 19'-Hex. für die Nordseeform, während die antarktische Form diesen Marker, wie bereits von Wright und Jeffrey (1987) beschrieben, besaß. Detaillierte Studien von Mantoura und Barlow (Vorabdruck) mit 18 verschiedenen Kulturen der Prymnesiophyceae *Emiliania huxleyi* aus verschiedenen Meeresgebieten zeigten eine deutliche Abnahme von 19'-Hex. von ozeanischen zu neritischen Formen. Mantoura und Barlow vermuten einen Zusammenhang mit der erhöhten Fähigkeit des 19'-Hex. blaugrünes Licht zu absorbieren, eine Voraussetzung, um im offenem Ozean Photosynthese zu betreiben.

Der Unterschied zwischen ozeanischen und neritischen Formen könnte auch eine Erklärung für das Fehlen von 19'-Hex. in dem sedimentierten Material der BI-2-Verankerung sein. Sowohl die Coccolithophoriden-spezifischen Alkeneone (Thomsen, 1993) als auch die Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM, s. Abb. 4.59 a-c) belegen eine Sedimentation dieser Organismengruppe, die sich aber nicht im Pigmentsignal abbildet. Da auch bei *Phaeocystis* kein 19'-Hex. in der Barents-See gefunden wurde, und der Vergleich neritisch (Nordsee) zum offenen Ozean (Antarktis) ein vergleichbares Phänomen auch bei diesen Prymnesiophyceen vermuten läßt, kann das Fehlen dieses Markers in den Sinkstoffen als Hinweis auf den vorwiegend lateralen Eintrag aus der Barents-See in diese Verankerung gewertet werden (vergl. Abschnitt 5.3.2).

Die Unterschiede in der Pigmentzusammensetzung der Algen können auch in ihren Erbanlagen angelegt sein. So zeigten Langzeituntersuchungen (über 18 Jahre) des Pigmentgehaltes von *E. huxleyi* für den aus der Sargasso See isolierten "strain" BT-6 (Guillard), daß das Verhältnis von 19'-Hex. zu Fuco. (0.98 ± 0.03) über den gesamten Zeitraum sehr stabil war (Mantoura und Barlow, Vorabdruck). Die Autoren vermuten daher eine genotypische Anpassung dieser Art an die Lichtbedingungen der Sargasso See. Da am Barents-See Kontinentalhang die Prymnesiophyceen nur bedingt über ihr Markerpigment 19'-Hex. bestimmt werden können, besteht die Möglichkeit, über das relativ unspezifische Chl c_3 eine Abschätzung des Prymnesiophyceen-Eintrages zu erreichen, da die wichtigsten, im Meer vorkommenden Prymnesiophyceen Chl c_3 zusätzlich zu Chl c_{1+2} haben (Gieskes und Kraay, 1986a; Jeffrey und Wright, 1987; Buma *et al.*, 1991).

Das bisher beschriebene Fehlen typischer Marker bei einzelnen Arten einer Klasse scheint ebenfalls bei der Klasse der Chlorophyceae aufzutreten, wo Lutein in der vorliegenden Untersuchung im Bereich des östlichen Süd-Atlantiks kaum vorhanden war, obwohl andererseits Chl *b* mit 20 bis 60 ng l⁻¹ in ausreichenden Konzentrationen bestimmt wurde. Da zwei andere Chl *b* enthaltende Klassen der Chlorophyta (Prasinophyceae, Euglenophyceae), ebenso wie die Prochlorophyten nicht gefunden wurden (Detmer, 1995; Becquevort, 1997; Detmer und Bathmann, 1997) und die über den Marker Prasi. bestimmten Micromonadophyceen das gemessene Chl *b* nicht erklären können (Peeken, 1997), müssen andere Chl *b* tragende Organismen vorhanden sein (vermutlich "Chlorella-ähnliche"-Algen, s. Abschnitt 5.2), die jedoch nur untergeordnet den Marker Lut. besitzen. Vermutlich ist das Fehlen von Lut. in antarktischen Gewässern, in Analogie zu *E. huxleyi*, eine Adaptation an die speziellen Umweltbedingungen in dieser Region. Diese Vermutung wird durch die Messungen von Barlow *et al.* (1995a) im Bereich der Bellingshausen See (Antarktis) unterstützt, die ebenfalls z.T. hohe Chl *b*-Konzentrationen, aber kaum Lutein (R. Barlow, Plymouth, pers. Mittg.) gemessen haben.

Trotz der angesprochenen Probleme zeigt auch die vorliegende Untersuchung, daß Pigmentmessungen mit der HPLC die Bestimmung bestimmter Phytoplanktongruppen erlaubt (z.B. Algen aus der Abteilung der Chlorophyta), die bei bisherigen Untersuchungen unterschätzt wurden (vergl. Abschnitt 5.2, 5.3). Auch können die bei mikroskopischen Zählungen in dem Term Flagellaten zusammengefaßten Phytoplanktongruppen über Pigmentmessungen einzelnen Algenklassen zugeordnet werden. Die Fehlbestimmung zwischen autotrophen und heterotrophen Dinoflagellaten, die bei der Utermöhl-Mikroskopie erfolgen kann, wird über HPLC-Pigmentmessungen ebenfalls ausgeschlossen. Darüber hinaus ergibt der Einsatz von automatischen Probengebern und computergestützten Auswerteprogrammen einen enormen Zeitvorteil gegenüber der herkömmlichen Mikroskopie.

Aus der vorliegenden Beschreibung wird deutlich, daß Rückschlüsse von Markerpigmenten auf Algengruppen nicht immer unproblematisch sind und eine kritische Betrachtung der als Marker ausgewählten Pigmente sowie der verwendeten Trennungsmethode notwendig ist. Andererseits scheinen auch untypische Pigmentsignaturen der Algen, wie z.B. das Fehlen einzelner Marker, durchaus gewissen Gesetzmäßigkeiten zu unterliegen (Bsp. *E. huxleyi*, ozeanisch versus neritisch). Begleitende mikroskopische Untersuchungen (Utermöhl und Autofluoreszenz) und "Flow-Cytometry" können wichtige Zusatzinformationen zu den HPLC-Pigmentmessungen liefern, welche dann die Zuordnung der einzelnen Marker zu Organismengruppen erleichtern. Größenfraktionierungen des Probenmaterials erlauben weitere detailliertere Zuordnungen zu bestimmten Phytoplanktongruppen. Unter Berücksichtigung der angeführten Ausnahmen erlauben Markerpigmentmessungen insgesamt eine schnelle Charakterisierung der Phytoplanktongemeinschaften.

Berechnung der Phytoplanktonzusammensetzungen anhand der Pigmentkonzentrationen

Neben der qualitativen Charakterisierung der Phytoplanktonzusammensetzung ist auch eine **quantitative Abschätzung** sowie eine Konvertierung der Markerpigmente in Kohlenstoffäquivalente wünschenswert. Welche Möglichkeiten und Grenzen die verwendeten Methoden hierzu einräumen, soll im Folgenden diskutiert werden.

Ausgehend von einem bestimmten Verhältnis von Chl *a* zu dem entsprechenden Markerpigment (bezogen auf Gewichtanteile $\mu\text{g}/\mu\text{g}$) kann dieses Pigment dann über dieses Verhältnis, das als **Umrechnungsfaktor** bezeichnet wird, auf Chlorophyll *a* umgerechnet werden (s. Abschnitt 3.1.3). Daraus kann dann der Anteil an der entsprechenden Phytoplanktongruppe am Chl *a* bestimmt werden. Bei diesem Berechnungsansatz treten allerdings folgende Probleme auf: (1) Die Marker können in mehreren Gruppen gleichzeitig auftreten, wie z.B. Fuco., das zwar hauptsächlich in Diatomeen vorkommt, aber auch in Prymnesiophyceen, Pelagophyceen (Vesk und Jeffrey, 1987; Wright und Jeffrey, 1987; Bjørnland *et al.*, 1988; Bidigare, 1989) und vereinzelt in autotrophen Dinoflagellaten (Jeffrey *et al.*, 1975). (2) Das Verhältnis zwischen Chl *a* und einem diagnostischen Pigment muß nicht konstant sein. Es unterscheidet sich bei verschiedenen Arten einer Klasse sowie bei unterschiedlichen "Strains" einer Art (Stauber und Jeffrey, 1988; Buma *et al.*, 1991; Jeffrey und Wright, 1994). Weiterhin kann dieses Verhältnis (3) von der jeweiligen Wachstumsphase abhängig sein (Wilhelm und Manns, 1991) und (4) durch Licht und Nährsalzkonzentrationen beeinflusst werden (Humphrey, 1983; Klein, 1988; Buma *et al.*, 1991; Johnsen und Sakshaug, 1993; McManus, 1995).

Um trotzdem die Anteile einzelner Algenklassen an der Gesamtphytoplanktongemeinschaft zu bestimmen, werden unterschiedliche Berechnungsverfahren zur Bestimmung der Umrechnungsfaktoren mit dem gesamten Datensatz einer regionalen Phytoplanktongemeinschaft unter gegebenen Umweltbedingungen durchgeführt. Die **Multiple lineare Regression** ist eine häufig verwendete Methode, um diese Faktoren zu bestimmen (Gieskes *et al.*, 1988; Barlow *et al.*, 1993b; Meyer-Harms, 1996). Gieskes *et al.* (1988) beschreiben die generellen Vorteile dieser Methode, erhalten aber auch Umrechnungsfaktoren, die stark von den in Kulturen bestimmten Werten abweichen und deshalb als unrealistisch angesehen werden. So wurde z.B. bei Barlow (1993b) ein sehr niedriger Faktor für Peridinin gefunden, der dann durch einen entsprechenden Kulturwert ersetzt wurde. Wenn aber, wie bei Bustillos-Guzmán *et al.* (1995), drei der sieben bestimmten Algengruppen nicht berechnet, sondern durch Literaturwerte ergänzt werden müssen, bleibt fraglich, wie "realistisch" die gefundenen Werte sind. Da durch die multiple Regression überwiegend die dominanten Pigmente mit entsprechend hohen Umrechnungsfaktoren angepaßt werden, können Marker mit geringen Konzentrationen negative Umrechnungsfaktoren erhalten. Da jedes gemessene gruppenspezifische Pigment zur Gesamtbiomasse beitragen muß, wäre dieser Wert jedoch unsinnig.

Weitere Methoden zur Bestimmung der Umrechnungsfaktoren wurden von Letelier *et al.* (1993) und Peeken (1997) verwendet. Sie legen ein inverses Verfahren mit eingeschränkten

Lösungen zu Grunde, in dem sichergestellt wird, daß keine negativen Lösungen auftreten. Beide Arbeiten benutzen dabei als Anfangswerte Umrechnungsfaktoren, die aus Algenkulturen bestimmt wurden. Da bei Letelier *et al.* (1993) die Randbedingungen für das verwendete Modell nicht angegeben werden, d.h. nicht klar ist, inwieweit sich die Umrechnungsfaktoren von den Startwerten unterscheiden, sind die Berechnungen nicht genau nachvollziehbar. In Peeken (1997) waren als Randbedingungen für die Umrechnungsfaktoren die Bereiche der für Kulturen bestimmten Umrechnungsfaktoren vorgegeben. Vorteil dieser Methoden ist, daß für Marker mit geringen Konzentrationen Umrechnungsfaktoren bestimmt werden können. Außerdem wird das Vorkommen eines Markers in zwei verschiedenen Phytoplanktonklassen mitberücksichtigt. Der Nachteil bei beiden Arbeiten ist allerdings, daß keine Abschätzung über die Vertrauenswahrscheinlichkeit der berechneten Umrechnungsfaktoren gegeben werden. Darüberhinaus ist fraglich, ob die Spannbreite der für Kulturen bestimmten Werte flexibel genug ist. So konnte Meyer-Harms (1996) für Phytoplankton in der Ostsee in unterschiedlichen Lichtregimen erhebliche Unterschiede zwischen dem in der Natur vorhandenen Verhältnis von Chl *a* zu Markerpigment im Vergleich zu "Kulturwerten" zeigen.

Deshalb wurde in der vorliegenden Arbeit das Verfahren der multiplen linearen Regression verwendet, wobei, abweichend von Barlow *et al.* (1993b) und Gieskes *et al.* (1988), hier ein Modell ohne y-Achsenabschnitt benutzt wurde. So wird vermieden, daß in Bereichen mit wenig Chl *a* unrealistisch hohe berechnete Chl *a*-Werte ermittelt werden. Dieses Verfahren erlaubt eine statistische Beurteilung der Vertrauenswahrscheinlichkeit der berechneten Umrechnungsfaktoren (vergl. Abschnitt 4.2.2) und beugt damit der Über- oder Unterschätzung von Phytoplanktongruppen vor. Das gleichzeitige Auftreten von Fuco. in Diatomeen und Prymnesiophyceen hat im antarktischen Plankton beim Vergleich der verschiedenen Berechnungsverfahren (Peeken, 1997 und vorliegende Untersuchung) zu keiner wesentlichen Verschiebung des Anteils der Diatomeen geführt, so daß dieses Problem hier vernachlässigbar ist.

Da bei dem ANT X/6-Datensatz im Bereich der PFr die höchsten Chl *d*- und Markerpigmentkonzentrationen (fast aller Pigmente) zu beobachten waren, und die Umrechnung der Markerpigmente in dieser Region zu einer starken Überschätzung der berechneten Chl *a* im Vergleich zu den gemessenen Werten führte (Peeken, 1997), ist es sinnvoll, die Chl *d*- und Chl *a*-Konzentrationen zu addieren und als Ausgangsgröße für die Berechnungen der Umrechnungsfaktoren zu verwenden. Dieser Ansatz wird durch die Arbeit von Claustre *et al.* (1994) untermauert, der ebenfalls im Bereich der geostrophischen "Almofront" in der Alboran See eine bessere Übereinstimmung zwischen der Summe aller Chlorine zu dem berechneten Chl *a* fand, als nur zu dem Chl *a* allein. Weiterhin hat es sich als sinnvoll herausgestellt, durch Mittelwertbildung der Pigmentkonzentrationen aus der winddurchmischten Schicht das "Rauschen" in den Daten zu minimieren, und somit Umrechnungsfaktoren besserer Qualität zu erhalten. Wenn die Größe eines Datensatzes es zuläßt, sollte diese Methode durchgeführt werden.

Falls jedoch, wie bei den Daten aus dem Ostgrönlandstrom, die Datenbasis zu klein ist ($n=44$), müssen alle Daten aus der euphotischen Zone einzeln berücksichtigt werden. Dieses darf jedoch nur unter der Voraussetzung geschehen, daß keine starken vertikalen Strukturen in der Biomasseverteilung angetroffen werden. Vertikalprofile des fluorometrisch bestimmten Chl *a* (Antia *et al.*, 1990) während der Driftuntersuchung im Ostgrönlandstrom zeigten, daß insgesamt keine ausgeprägte vertikale Schichtung vorhanden war und damit alle Daten für die Umrechnungsfaktoren verwendet werden konnten.

Bei diesen Proben hat sich das Verfahren der Addition derjenigen Pigmente bewährt, die bei der Durchführung der multiplen linearen Regression, bei Berücksichtigung aller Marker, zu negativen Umrechnungsfaktoren führten. Somit konnten auch für die restlichen Markerpigmente signifikante Umrechnungsfaktoren ermittelt werden.

Bei sehr kleinen Datensätzen gelangt man jedoch an Grenzen, wie das Beispiel des Datensatzes von Proben aus der Wassersäule am Barents-See Kontinentalhang verdeutlicht, wo neben der geringen Datenmenge ($n=30$) auch die starke vertikale Verteilung der Phytoplanktonbiomasse (verschiedene Tiefenmaximum des Chl *a*, Suess und Altenbach, 1992) die Verwendung aller Datenpunkte verbietet. Hier muß eine ökologisch sinnvolle Einteilung (z.B. Oberflächenproben, Proben aus dem Chl *a*-Maximum) durchgeführt werden. Ausgehend von 30 Datenpunkten blieben dann für den Datensatz am Barents-See Kontinentalhang maximal 16 Datenpunkte für eine Berechnung (z.B. Chl *a*-Maximum) übrig. Aus dieser Datenmenge können keine zuverlässigen Umrechnungsfaktoren mehr bestimmt werden. Es wird deutlich, daß eine sichere Bestimmung von möglichst vielen Umrechnungsfaktoren bei großen Datensätzen, wie dem aus der Antarktis, möglich ist. Bei kleineren Datensätzen, wie z.B. dem Ostgrönlandstrom, können zumindest die wichtigsten Phytoplanktongruppen bestimmt werden. 16 Meßpunkte (Barents-See Kontinentalhang) reichen für eine Bestimmung aussagekräftiger Umrechnungsfaktoren nicht mehr aus.

Die Ergebnisse der Berechnungsverfahren zeigten z.T. große Unterschiede zwischen den berechneten und den für Algenkulturen bestimmten Umrechnungsfaktoren. Da diese Unterschiede als Folge z.B. der Anpassung an *in situ*-Lichtbedingungen als realistisch einzustufen sind (McManus, 1995; Meyer-Harms, 1996), sollte von der Übertragung der aus Kulturwerten gewonnenen Daten auf individuelle Probengebiete Abstand genommen werden. Falls zu wenig Stationen beprobt wurden, um eine Berechnung der Umrechnungsfaktoren durchzuführen, sollte durch eine Kultivierung der dominanten Arten aus dem jeweiligen Untersuchungsgebiet unter den regionalen Umweltbedingungen das Verhältnisse des Chl *a* zu den Markerpigmenten bestimmt und damit verlässliche Umrechnungsfaktoren für diese Algengruppen erzielt werden.

Ein weiteres neues Programm zur Berechnung von Umrechnungsfaktoren wurde von Mackey *et al.* (1996) entwickelt und über vergleichende Mikroskopiedaten und Partikelgrößenanalysen validiert (Wright *et al.*, 1996). Da dieses Programm jedoch erst im Dezember 1996

publiziert wurde und zur Zeit noch nicht öffentlich zugänglich ist, konnte es für diese Arbeit nicht verwendet werden.

Zur Überprüfung der berechneten Phytoplanktonzusammensetzung durch die HPLC-Messungen kann ein **Vergleich** mit Mikroskopiedaten herangezogen werden. Bei diesen Vergleichen wurde in der Regel eine Unterschätzung des Piko- und Nanophytoplanktons durch die Utermöhlmikroskopie gefunden (Gieskes und Kraay, 1984; Buma *et al.*, 1992; Meyerhöfer, 1994; Bidigare *et al.*, 1996). In einer detaillierten Studie von Andersen *et al.* (1996), in der ein direkter Vergleich der aus HPLC-Messungen berechneten und elektronenmikroskopisch bestimmten Phytoplanktonzusammensetzung im Atlantik (Bermuda) und Pazifik (Hawai) durchgeführt wurde, konnte insgesamt eine gute Übereinstimmung der beiden Meßmethoden in der oberen Wassersäule (<70 m) gefunden werden. Bei tieferen Wasserproben wurden die Unterschiede zwischen den beiden Methoden immer stärker. Dieses wurde auf eine tiefenabhängige Veränderung des Chl *a* zu Karotenoid-Verhältnisses zurückgeführt. Damit wird die in dieser Arbeit angenommene Hypothese, daß eine Umrechnung von Markerpigmenten in Phytoplanktonzusammensetzung nur in der euphotischen Zone sinnvoll ist, bestätigt.

In dieser Untersuchung liegen für die Datensätze der Wassersäulen aus der Antarktis Bestimmungen des Phytoplanktons mit der Utermöhlmikroskopie (Bathmann *et al.*, 1997; Klaas, 1997) und der Epifluoreszenzmikroskopie in Kombination mit Flow-Cytometry vor (Detmer, 1995; Becquevort, 1997; Detmer und Bathmann, 1997). Ein direkter Vergleich der Ergebnisse einzelner Stationen weist große Unterschiede in der Phytoplanktonzusammensetzung zwischen diesen verschiedenen Zählmethoden auf. Bezogen auf die generellen Aussagen über die verschiedenen gefundenen hydrographischen Systeme und die bestandsbildenden Phytoplanktongruppen finden sich jedoch vergleichbare Ergebnisse mit den unterschiedlichen Zählmethoden. Ursachen für die Unterschiede in den Veröffentlichungen liegen vermutlich in der zeitlich versetzten Probennahme an einer Station, bzw. unterschiedlichen Probennahmetiefen. Eine weitere Ursache kann der jeweils andere Schwerpunkt (Mikroplankton oder Piko- und Nanophytoplankton) der durchgeführten Zellzählungen sein. Die hohe Variabilität zwischen den einzelnen Zähldaten erschwert einen detaillierten direkten Vergleich von HPLC-Pigmentmessungen mit den entsprechenden mikroskopischen Daten. Ein Vergleich der generellen Muster zeigt aber eine gute Übereinstimmung zwischen HPLC- und Zählmessungen. So wurde auf Transekt 11, von dem der größte allgemeine Datensatz vorliegt, mit allen Untersuchungsmethoden eine Dominanz der Diatomeen mit ca. 80 % festgestellt. Im südlichen ACC und AWB dominieren - bestimmt durch Zellzählungen - die Mikroflagellaten; die HPLC-Analytik weist hier eine Flagellatendominanz von 60 % aus. Weitere Übereinstimmungen zwischen Zellzählungen und HPLC-Pigmentmessungen werden ausführlich in Abschnitt 5.2 diskutiert.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Umrechnung von Markerpigmenten in Chlorophyllanteile prinzipiell möglich ist und vergleichbare Ergebnisse wie die Mikroskopie (Utermöhl und Epifluoreszenz, oder Elektronenmikroskopie) liefert. Dennoch ist dieses Ver-

fahren nicht unkritisch einsetzbar, da nicht dominante Gruppen einer Phytoplanktongemeinschaft über- oder unterbewertet werden, bzw. nicht unterschieden werden können (Bsp. Ostgrönlandstrom).

Eine weitere Konvertierung der aus den HPLC-Daten berechneten Chlorophyllanteile der jeweiligen Algengruppe in **Phytoplanktonkohlenstoff** wäre wünschenswert, um weitere Informationen über den Kohlenstofffluß in pelagischen Systemen zu gewinnen. Diese Berechnungen wurden hier nicht durchgeführt, da Schwankungen im Verhältnis der Markerkarotenoide zu Chl *a* aufgrund der Anpassung der Algen an entsprechende *in situ* Lichtbedingungen vorliegen (Jeffrey, 1980; Prezelin und Boczar, 1986; Bidigare *et al.*, 1990). Zusätzlich erschwert die mit Fehlern behaftete Bestimmung der Umrechnungsfaktoren die Umrechnung der gruppenspezifischen, berechneten Chl *a*-Werte in Phytoplanktonkohlenstoff. Darüber hinaus ist bereits das Verhältnis von C zu Chl *a* starken Schwankungen unterworfen (Banse, 1977) und variiert je nach Licht-, Nährsalz-, Temperatur- und Artenzusammensetzung (Owens *et al.*, 1980; Bienfang *et al.*, 1983; Laws *et al.*, 1983; Kohata und Watanabe, 1989; Riemann *et al.*, 1989; Sakshaug *et al.*, 1991a; Thompson *et al.*, 1992; Gilstad *et al.*, 1993; Johnsen und Sakshaug, 1993). Daher ist eine Umrechnung der gruppenspezifischen berechneten Chl *a*-Werte in Phytoplanktonkohlenstoff insgesamt mit starken Fehlern behaftet und kann lediglich eine grobe Abschätzung darstellen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß über Pigmentmessungen an suspendiertem Material eine schnelle und gute Charakterisierung der Phytoplanktongemeinschaft, insbesondere des Pico- und Nanophytoplanktons möglich ist. Eine Umrechnung der diagnostischen Markerpigmente ist bei entsprechenden Probenmenge unter Verwendung der multiplen Regression möglich. Damit ist bezogen auf den Biomasseindikator Chl *a*, diese Methode als quantitativ einzustufen. Über stichpunktartige Mikroskopie können die mit der HPLC-Pigmentmessung gewonnen Ergebnisse weiter kontrolliert bzw. spezifiziert werden. Insgesamt besitzt diese Methode - mit den diskutierten Vorbehalten - ein großes Potential zur schnellen Identifizierung unterschiedlicher pelagischer Gemeinschaften und erlaubt eine grobe Einteilung zwischen mehr Regenerierter Produktion (heterotrophe Phytoplanktongemeinschaft) zu einer von einer Phytoplanktongruppe dominierten Gemeinschaften (Neue Produktion).

5.1.3. Methodische Aspekte zu Pigmentmessungen in sedimentiertem Material

Problematik von Sinkstoffallenuntersuchungen

Der Einsatz von Sinkstoffallen erlaubt die Untersuchung saisonaler und episodischer Veränderungen der oberflächennahen Primärproduktion als Abbild in der Tiefe. Darüberhinaus können durch die Beprobung in verschiedenen Tiefenhorizonten Aussagen über die Höhe und Veränderung der Remineralisierung von organischer Substanz in Abhängigkeit von der Wassertiefe gewonnen werden. Diese Untersuchungen dienen der Quantifizierung der vertikalen Komponente von geochemischen Stoffkreisläufen und liefern eine qualitative Beschreibung der dabei beteiligten Partikel.

Seitdem Sinkstoffallen zur Bestimmung des Partikelflusses eingesetzt werden, haben viele Untersuchungen die Grenzen dieser Methode offen gelegt. Als potentielle Fehlerquellen beim Einsatz von Sinkstoffallen treten hydrodynamische Probleme auf. So ist die Fängigkeit einer Falle sehr wesentlich von deren Form (Zylinder, Trichter) abhängig (Gardner, 1985; Baker *et al.*, 1988; Knauer und Asper, 1989; Gust *et al.*, 1992; Honjo *et al.*, 1992). Weiterhin beeinflussen hydrodynamische Bedingungen wie die Anströmgeschwindigkeit und die daraus resultierende Schräglage der Fallen die Fängigkeit. Bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten (62 cm/s) kann ein Neigungswinkel von 40° bis 45° zu einer Flußzunahme von 250 bis 300 % gegenüber nicht geneigten Fallen führen (Gardner, 1985).

Vertikale Massenbilanzierungen können für ein gegebenes Untersuchungsgebiet auch durch den Eintrag von lateral advektierten Material in bodennahe Sinkstoffallen erschwert werden (Honjo *et al.*, 1988; Honjo, 1990; Kohly, 1994; Andruleit, 1995; von Bodungen *et al.*, 1995). Das dieser Eintrag nicht ausschließlich altes, resuspendiertes Material enthält, wird am Beispiel der Sinkstoffallen-Untersuchung am Barents-See Kontinentalhang (Abschnitt 5.3.2) deutlich.

Um einen bakteriellen Abbau im Fallenmaterial zu verhindern, müssen Vergiftungsmittel eingesetzt werden (z.B. HgCl_2 , Formalin, Chloroform, s. Knauer *et al.*, 1984; Knauer und Asper, 1989; Lee *et al.*, 1990; Lee *et al.*, 1992; Hedges *et al.*, 1993; Wakeham *et al.*, 1993; Meyerhöfer, 1994). Der Einsatz dieser Mittel bringt Vor- und Nachteile mit sich. Während z.B. das HgCl_2 ein relativ gutes Bakteriozid ist, aber das Gewebe von "Schwimmern" aufweicht, festigt Formalin das Gewebe, führt aber zu systematischen Fehlern, wenn DOC-Messungen im Überstand durchgeführt werden sollen, da es selbst zu dieser Substanzklasse zählt. Chloroform, ebenfalls ein recht gutes Bakteriozid, ist für Pigmentmessungen absolut ungeeignet, da es Pigmente löst und zerstört. Da die aufgezählten Vergiftungsmittel Vor- und Nachteile aufweisen (Details s. Knauer *et al.*, 1984; Knauer und Asper, 1989; Lee *et al.*, 1990; Lee *et al.*, 1992; Hedges *et al.*, 1993; Wakeham *et al.*, 1993; Meyerhöfer, 1994) muß die Auswahl des entsprechenden Vergiftungsmittels an die zu untersuchenden Fragestellungen geknüpft sein (z.B. kein Formol, wenn Kohlenstoff auch im Überstand als DOC bestimmt werden soll).

Trotz des Einsatzes von Vergiftungsmitteln wurde ein Verlust von POC in Sinkstoffen (Gardner *et al.*, 1983; Knauer *et al.*, 1984; von Bodungen *et al.*, 1991) festgestellt. Die höchsten Verlustraten des POC wurden dabei in Material aus 100 m-Tiefe (ca. 40 %) beobachtet, während sie in 300 und 500 m-Tiefe deutlich geringer waren (ca. 10 - 20 %, von Bodungen *et al.*, 1991).

Weiterhin kann durch das Eindringen von "Schwimmern" (aktiv in die Falle schwimmendes Zooplankton) in die Falle der scheinbare Partikelfluß erhöht werden. Diesen Tatbestand versucht man zu kompensieren, indem die Schwimmer aus dem Fallenmaterial herausgesammelt werden; dadurch wird jedoch auch anhaftendes Material entfernt, und der Partikelfluß eventuell wieder unterschätzt (Lee *et al.*, 1988; Angel, 1989; Lee *et al.*, 1990; Michaels *et al.*, 1990; Peterson und Dam, 1990; Silver *et al.*, 1990; von Bodungen *et al.*, 1991; Lee *et al.*, 1992; Hedges *et al.*, 1993; Peterson *et al.*, 1993; Wakeham *et al.*, 1993). Ein weiteres Problem ist die Schwierigkeit, tote, abgesunkene Tiere, die zum Partikelfluß beitragen, von solchen zu unterscheiden, die aktiv in die Falle einschwimmen und dort durch das Vergiftungsmittel (s.unten) getötet werden.

Vertikal wanderndes Zooplankton kann ebenfalls den Partikelfluß beeinflussen, indem es in der euphotischen Zone Nahrung aufnimmt, die Kotballen aber in wesentlich tieferen Wasserschichten ausscheidet. Dadurch kann sedimentiertes Material an den Fallen vorbei transportiert und der Partikelfluß in den flachen Fallen (< 500 m) unterschätzt werden. Massenbilanzierungen können so erschwert werden (s. Longhurst und Harrison, 1988; Angel, 1989; Dam *et al.*, 1995).

Neben den bereits genannten Problemen, die bei dem *in situ*-Einsatz von Sinkstoffallen auftreten, können weitere Probleme bei der Aufbereitung der Proben im Labor entstehen. Die Teilung der Proben, das sogenannte Splitten, kann Unterschiede von 6 bis 10 % zwischen den einzelnen Unterproben verursachen (von Bodungen *et al.*, 1991; Honjo, 1996). Da keine Parallelproben für die HPLC-Pigmentmessungen vorhanden waren, muß diese Fehlerbreite auch für die vorliegenden Pigmentmessungen angenommen werden. Da dieser Fehler auch geringer sein kann, zeigt ein Vergleich zwischen den unterschiedlich bestimmten Sedimentationsraten des Chl *a* für die OG-3A-Verankerung in 100 m Tiefe. So weist der gewichtete Mittelwert aus den einzelnen Töpfen (1 - 9) die Sedimentationsrate von $51.9 \mu\text{g Chl } a \text{ m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (vergl. Abschnitt 4.5.1; Abb. 4.36 a) auf. Mit $52.2 \mu\text{g Chl } a \text{ m}^{-2}\text{d}^{-1}$ wurde für das Abbauxperiment ein fast identischer Wert bestimmt (vergl. Abschnitt 4.5.1, Abb. 4.45 c), obwohl für dieses Experiment zuerst Untersplitts der einzelnen Proben zusammengeführt und daraus ein erneuter Untersplitt für diese Messung verwendet wurde.

Trotz dieser Probleme, die je nach Fallentiefe und Untersuchungsregion zu einer Über- oder Unterschätzung des tatsächlichen Partikelfluß führen können, bleiben Partikelflußuntersuchungen mit verankerten Sinkstoffallen zur Zeit die einzige Möglichkeit, ganzjährige Informationen über den Partikeltransport in verschiedenen ozeanischen Regionen zu erhalten (Honjo, 1996). In bestimmten Regionen kann eine Kombination von Partikelflußmessungen

mit Satellitendaten (z.B. Eisfernerkundung) zu weiteren flächendeckenden Aussagen biogeochemischer Prozesse führen. So konnte z.B. im Bereich der Nordostwasser-Polynia und in der Grönländischen See ein direkter Zusammenhang zwischen dem Eisbedeckungsgrad und der Partikelsedimentation belegt werden (Bauerfeind *et al.*, 1995; Ramseier *et al.*, 1997).

Langzeituntersuchungen des Partikelflusses lassen, neben interanuellen Schwankungen der Sedimentationsraten, wiederkehrende saisonale Muster des Abbildes des pelagischen Systems erkennen (z.B. Honjo und Manganini, 1993; Michaels *et al.*, 1994; von Bodungen *et al.*, 1995). Vergleichende Analysen weltweiter Datensätze können somit zu einer Einteilung typischer biogeochemischer Provinzen mit spezifischen Produktions- und Sedimentationsregime führen (Lampitt und Antia, akzeptiert).

Brauchbarkeit von Pigmenten als Tracer in Sinkstoffen

Da **Pigmente** zur Charakterisierung sedimentierten Materials herangezogen werden, wurde in der vorliegenden Arbeit der Aspekt des Vergiftens (HgCl_2) bzw. Nichtvergiftens für die Pigmentsedimentation in treibenden Sinkstoffallen überprüft. Mit einfachen Abbauxperimenten wurde die Halbwertszeit einzelner Pigmentbiomarker untersucht sowie die Stabilität von Pigmenten in HgCl_2 -vergiftetem Material über einen längeren Zeitraum (7 Monate) überprüft.

Um einen bakteriellen Abbau des sedimentierten Materials zu unterbinden, werden Vergiftungsmittel wie z.B. HgCl_2 eingesetzt (s. oben). Ein Vergleich **vergiftet/unvergiftet** zeigt, bezogen auf Pigmente, bei den meisten Pigmenten einen signifikanten Unterschied zwischen den beiden Versuchsansätzen (Tab. 4.10), wobei die geringeren Sedimentationsraten in dem vergifteten Material gefunden wurden (s. Abschnitt 4.4.2; 4.27, 4.28). Diese Unterschiede sind nicht auf einen möglichen Pigmentabbau zurückzuführen, da diese Proben täglich geborgen und verarbeitet wurden. Neben den quantitativen Unterschieden zwischen den Versuchsansätzen weist die jeweilige Zusammensetzung der Chlorine auf unterschiedliche Modifikationen des sedimentierten Materials hin. Während in dem vergifteten Material der Anteil des Chl *a* bei 29 % lag, betrug er bei unvergiftetem Material ca. 21 %. Bei den Phaeopigmenten zeigten sich diese Unterschiede für das Phorb. *a* mit 25 % in dem vergifteten und 38 % in dem unvergifteten Material (Abb. 4.29). Während dieser Unterschied für Phorb. *a* statistisch signifikant ist, sind die Chl *a*-Sedimentationsraten in beiden Versuchsansätzen nicht unterscheidbar (Tab. 4.10). Da Phorb. *a* als dominantes Phaeopigment in frischen Kotballen gefunden wurde (s. Abschnitt 4.5.5) ist es wahrscheinlich, daß in diesen Sinkstoffen ein ausgeprägtes, durch herbivores Zooplankton verändertes, Pigmentsignal vorhanden war. Da andererseits die Pigmentflüsse im unvergifteten Material höher waren als in dem vergifteten, kann die Vermutung, daß "Schwimmer" aktiv in die Falle schwimmen, dort fressen und sie wieder verlassen, und damit zu geringeren Flüssen des sedimentierten Materials führen (Gardner, 1996), hier nicht bestätigt werden. Ein vergleichbares Ergebnis zwischen fixiertem und unfixiertem

Material wurde für das Konservierungsmittel Formol in treibenden Sinkstofffallen aus dem Nordatlantik gewonnen (Wakeham *et al.*, 1993; Meyerhöfer, 1994).

Die Parameter Trockengewicht (TG) und partikulärer Kohlenstoff (POC, s. Antia *et al.*, 1990; von Bodungen *et al.*, 1991) zeigten bei dem Versuch mit Gift in den Fallengläsern tendenziell höhere Sedimentationsraten - im Gegensatz zu Pigmenten und biogenem P_{Si} (Daten TPA I s. Anhang). Da "Schwimmer" durch HgCl₂-Vergiftung besonders weich werden und somit leichter zerfallen (Knauer *et al.*, 1984), können Gewebereste des Zooplanktons in der Probe verbleiben und damit die Parameter TG und POC (Antia *et al.*, 1990; von Bodungen *et al.*, 1991) in dem vergifteten Material erhöhen. Unterstützt werden diese Vermutungen durch den großen Unterschied in der Anzahl der "Schwimmer" von bis zu 96 "Schwimmern" pro Tag in dem vergifteten Material, gegenüber nur 6 Tieren in der unvergifteten Falle (Fürderer, 1991). Die geringeren Sedimentationsraten von Pigmenten und biogenem P_{Si} lassen sich dagegen auf das Entfernen von "Schwimmern" und dem daran anhängenden Material (Lee *et al.*, 1988) zurückführen (s. oben). In diesem speziellen Experiment wurden die "Schwimmer" nicht einzeln herausgesammelt, sondern über ein Sieb (1x1 mm) entfernt, was den beschriebenen Effekt verstärkt haben könnte. Obwohl die Organismen auf dem Sieb gespült wurden, wurde nicht alles anhaftende Material entfernt. Gerade in den Pleopoden sowie dem Carapax der Crustaceen können sich kleine Partikel, wie Phytoplankton, anheften und zu einer Unterschätzung des pigmenthaltigen Materials sowie des biogenen P_{Si} (Daten TPA I s. Anhang) führen. Daß dieser Befund in der vorliegenden Untersuchung sowohl für Pigmente als auch für biogenes P_{Si} gemacht wurde, läßt sich auf eine Dominanz von Diatomeen im Untersuchungsgebiet zurückführen.

Ob das Vergiftungsmittel HgCl₂ einen Einfluß auf die Meßbarkeit von Pigmenten mit der HPLC im sedimentierten Material hat (z. B. unbeabsichtigte Oxidation der Pigmente durch Hg²⁺), wurde bisher nicht direkt untersucht. Bei *in situ*-Untersuchungen über 2 Monate mit unterschiedlichen Vergiftungsmitteln und unvergiftetem Material konnte kein eindeutiger Trend zwischen vergiftetem und unvergiftetem Material beobachtet werden (Peterson *et al.*, 1993; Wakeham *et al.*, 1993). Die Schwankungen der Gesamtpigmentflüsse waren innerhalb der Vergleichsproben höher als die Unterschiede zwischen vergifteten und unvergifteten Sinkstoffen (Peterson *et al.*, 1993; Wakeham *et al.*, 1993). Die qualitative Zusammensetzung der Sinkstoffe unterschied sich, ebenso wie in dieser Arbeit, mit einem deutlich höheren Phaeopigmentanteil in dem unvergifteten Material und einen höheren Chl *a*-Anteil im vergifteten Material (Wakeham *et al.*, 1993). Untersuchungen von Meyerhöfer (1994) mit unterschiedlichen Vergiftungsmitteln an Phytoplanktonkulturen, suspendierten Material und Sinkstoffen über einen Versuchszeitraum von ca. 1 Monat zeigten einen deutlichen Verlust der Pigmente von 30 %. Da aber auch in vergiftetem Material ein weiterer Pigmentabbau im ersten Monat stattfindet (s. Abschnitt 4.5.2 OG-3A), kann über die beschriebenen Versuchszeiträume in Peterson *et al.* (1993), Wakeham *et al.* (1993) und Meyerhöfer (1994) keine realistische

Abschätzung des Unterschiedes zwischen HgCl_2 -vergiftetem und unvergiftetem Material durchgeführt werden. Die gefundenen Unterschiede können auch abbaubedingt sein.

Neben weiteren Fehlerquellen, wie z.B. beim Splitten (s. oben), kann aber auch die Fängigkeit zwischen den beiden Fallen der verwendeten Doppelfalle (s. Abschnitt 3.3.3) mit für die Unterschiede verantwortlich sein. So wurden bei gleicher Behandlung des sedimentierten Materials in einer Duofalle Unterschiede von 15 % zwischen den beiden Parallelmessungen beobachtet (von Bodungen *et al.*, 1991).

Da sedimentiertes Material ein komplexes Stoffgemisch darstellt, spielen auch analytische Probleme bei der Quantifizierung der Pigmentzusammensetzung eine Rolle (s. Abschnitt 5.1.2). Hier könnte eine Erklärung für die großen Schwankungen einiger Pigmente (z.B. Diad, Peri.) zwischen den vergifteten und unvergifteten Sinkstoffen liegen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das unvergiftete Material durch den Einfluß herbivoren Zooplanktons zu Phorb. α -haltigerem Material modifiziert wird. Die gefundenen Unterschiede zwischen vergiftetem und unvergiftetem Material können sowohl durch eine unterschiedliche Fängigkeit der Fallen (15 %) als auch durch die unterschiedliche Schwimmeranzahl erklärt werden. Die geringeren Pigmentflüsse in dem vergifteten Material sind durch das Entfernen von "Schwimmern" und dem daran anhafteten Material zu erklären.

Für die Interpretation von Pigmentmustern in sedimentiertem Material muß, neben analytischen Schwierigkeiten (Meßmethode, "Fallenproblematik"), die **"natürliche" Modifikation** der Phytoplanktongemeinschaften sowie der frischen, sedimentierten Sinkstoffe **durch Alterung** berücksichtigt werden. Da insbesondere die "Stabilität" der Markerkarotenoide bisher kaum untersucht worden ist, wurden Abbauxperimente mit frischem, suspendiertem und sedimentiertem Material aus dem Ostgrönlandstrom unter Dunkelbedingungen durchgeführt. Anhand dieser Experimente sollte mit einem sehr vereinfachten Ansatz (s. Abschnitt 3.4.1) simuliert werden, welchen potentiellen Veränderungen Pigmente beim Sinken durch die Wassersäule unterliegen können. Ein wichtiges Ergebnis dieses Experimentes ist der deutliche Unterschied in den Zerfallskonstanten einzelner Pigmente (Karotenoide und Chlorophylle; Tab. 4.14 a. 4.16 a). Aufgrund der unterschiedlichen Halbwertszeiten (Abb. 4.38, Abb. 4.42) der Pigmente verändert sich beim simulierten Absinken die "ursprüngliche" Pigmentzusammensetzung (bezogen auf relative Verhältnisse zueinander) zu einer modifizierten Pigmentzusammensetzung. Da Chl b offensichtlich das stabilste Markerpigment ist (Halbwertszeit ca. 120 Tage), wird dadurch insbesondere der Anteil von Chl b in Sinkstoffen überbewertet. Deshalb würde eine Umrechnung von Markerpigmenten in die entsprechende Phytoplanktongemeinschaft (vergl. Abschnitt 5.1.2) zu einer starken Überschätzung des Chlorophyceen-Anteiles in den Sinkstoffen führen. Die Stabilität von Chl b gegenüber Chl a wurde bereits in Experimenten (Daley und Brown, 1973) oder durch ihre relativ höhere Anreicherung im Vergleich zu Chl a in Sedimenten belegt (Brown *et al.*, 1977). Baker und Louda (1986) beschreiben, daß die Phaeophytinisierung von Chl b 4 bis 7-mal langsamer verläuft als bei Chl a .

Die Stabilität von Chl *b* gegenüber den anderen Pigmenten ist selbst bei Bestrahlung durch Licht (Photooxidations-Experimente) gegeben (Nelson, 1993). Für Chl *c*₁₊₂ und Diad. wurden bei Nelson (1993), ebenso wie in dieser Arbeit, hohe Zerfallskonstanten gefunden. Die in der vorliegenden Arbeit dokumentierten Unterschiede in den Zerfallskonstanten zwischen Fuco. und Chl *a*, wurden unter der Einwirkung von Licht bisher nicht beobachtet (Nelson, 1993). Die hier gefundene, relativ geringere Halbwertszeit von Fuco. gegenüber Chl *a* wurde dagegen *in situ* ebenfalls in der hohen Molekulargewichtsfraction von DOC bestimmt (Bianchi *et al.*, 1995b). Die Labilität des Fuco. gegenüber Chl *a* drückt sich weiterhin in abnehmendem Verhältnissen von Fuco. (inklusive Abbauprodukten) zu den Gesamtchlorinen (Chl *a* und Phaeopigmente) mit zunehmender Tiefe in sedimentierten Material aus verankerten Sinkstoffallen aus (Repeta und Gagosian, 1984). Diese Beobachtung wurde auch in den Sinkstoffen der vorliegenden Untersuchungen gemacht.

Da aufgrund der Koelution mit einem Phaeopigment die Zerfallskonstante von 19'-Hex. in den Abbauprodukten nicht bestimmt werden konnte, kann hier nicht abschließend geklärt werden, ob das Fehlen von 19'-Hex. in den Sinkstoffen vom Barents-See Kontinentalhang abbaubedingt ist, oder auf andere Ursachen zurückzuführen ist (s. ausführliche Diskussion Abschnitt 5.1.4, 5.3.2).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die unterschiedliche Halbwertszeit der einzelnen Markerpigmente zu einer Verschiebung der relativen Anteile der Pigmente in sedimentiertem Material führt. Damit würde eine Umrechnung der Markerpigmente in Chl *a*-Äquivalente zur Berechnung der prozentualen Zusammensetzung des Phytoplankton in dem sedimentierten Material (wie in dieser Untersuchung für das suspendierte Material der Antarktis und des Ostgrönlandstromes durchgeführt, vergl. Abschnitt 5.1.2) zu einer groben Fehlberechnung der "tatsächlich" sedimentierten Phytoplanktongemeinschaft führen. Daher sollte auf eine Umrechnung der Marker in die Phytoplanktonzusammensetzung bei Sinkstoffen verzichtet werden. Die Verwendung von Markerpigmenten für die Charakterisierung von Phytoplanktongemeinschaften in sedimentierten Material ist als qualitativ einzustufen.

Da Pigmente relativ labile organische Verbindungen sind, sollte die **Stabilität von Pigmenten** in sedimentiertem, **HgCl₂-vergiftetem Material** überprüft werden. Bereits bei anorganischem Material, wie CaCO₃ und biogenem P_{Si}, konnten signifikante Lösungserscheinungen über längere Verankerungsperioden festgestellt werden (Knauer und Asper, 1989; von Bodungen *et al.*, 1991; Machado, 1993; von Bodungen *et al.*, 1995). Aber auch POC in Material aus flachen Fallen weist trotz Biozids eine Abnahme auf (Gardner *et al.*, 1983; Knauer *et al.*, 1984; von Bodungen *et al.*, 1991). In der vorliegenden Untersuchung konnte mit dem Kurzzeitverankerungs-Abbauprodukt ein signifikanter Abbau der sedimentierten Pigmente beobachtet werden (vergl. Abschnitt 4.5.4; Abb. 4.45). Wie bei den von Bodungen *et al.* (1991) beschriebenen POC-Versuchen nimmt dieser Abbau mit steigender Falltiefe ab. Da, im Unterschied zu von Bodungen *et al.* (1991), in der vorliegenden Untersuchung die

Verarbeitung der Proben direkt nach der Bergung der Fallen auf dem Schiff erfolgte, liegt hier für diese Fragestellung ein guter Anfangswert des Pigmentgehaltes vor und der gefundene Pigmentabbau ist als real einzustufen. Eine Ausnahme bildet das Material der 100 m-Falle, das in 9 Töpfen gesammelt wurde und einzeln verarbeitet werden mußte, bevor es für das Experiment wieder zusammengeführt werden konnte. Dieses erklärt vermutlich auch den z. T. schnelleren Abbau von Pigmenten in 500 m im Vergleich zu der 100 m-Falle.

Da Pigmente in der hohen Molekulargewichtsfraction des DOC gefunden wurden (Bianchi *et al.*, 1995b), könnte eine mögliche Ursache für den Abbau der Pigmente in dem vergifteten Material ein "Leachen" von Zellen sein. Dieser Vorgang überführt Pigmente von der partikulär gebundenen Form in den Überstand (analog zum POC/DOC). Bisher wurden aber noch keine Pigmentmessungen in Fallenüberständen durchgeführt. Messungen von gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC) in Fallenüberständen geben einen Hinweis auf den potentiellen Verlust organischer Verbindungen in Fallenmaterial. Danach kann der Anteil des DOC am POC des sedimentierten Materials 10 bis 20 % betragen (Gardner, 1996). Andererseits kann dieses DOC in den Überständen auch durch Schwimmer verursacht sein (Peterson und Dam, 1990), so daß nur Fallen, die Schwimmer über mechanische Vorkehrungen von dem sedimentierten Material fernhalten, eine realistische Einschätzung des POC-Verlustes geben. In einer so durchgeführten Studie liegt der Verlust bei 7 % (Hansell und Newton, 1994).

Der große Pigmentverlust, insbesondere in den flachen Fallen (100 und 500 m), kann aber nicht allein durch diesen Prozeß erklärt werden, da über 70 % der Pigmente abgebaut wurden (vergl. Abschnitt 4.5.1; Abb. 4.45). Ein bakterieller Abbau der Pigmente kann zwar nicht ausgeschlossen werden, da in Überständen von Fallenmaterial trotz HgCl_2 -Vergiftung sowohl Nitratreduktion als auch hohe Ammoniumkonzentrationen gefunden wurden (B. von Bodungen, IOW, pers. Mittg.). Andererseits sollte die Bakterienaktivität stark eingeschränkt sein, da HgCl_2 ein gutes Bakteriozid ist (Lee *et al.*, 1990; Lee *et al.*, 1992). Wenn Bakterien trotz des Bakteriozids für den Abbau verantwortlich sind, bleibt fraglich, warum der Abbau nach ca. 1 bis 2 Monaten zum Erliegen kam. Daher könnte der starke beobachtete Abbau von Pigmenten in dem sedimentierten Material auf vorhandene Exoenzyme (*in vitro* Pigmente abbauende Enzyme wie z.B. Chlorophyllase; Abschnitt 5.1.4) zurück geführt werden, die trotz der Vergiftung weiter aktiv sind, bis das vorhandene Substrat abgebaut, bzw. für die Enzyme nicht mehr zugänglich ist (vergl. Abschnitt 4.5.1).

Hauptziel der vorliegenden Untersuchung mit vergifteten Sinkstoffen war, ein möglichst langes Zeitintervall zu beproben, um zu überprüfen ob die in Jahresverankerungen beobachteten Pigmentflüsse real oder abbaubedingt sind. Daher wurden die zur Verfügung stehenden Splitts über einen möglichst langen Zeitraum (7 Monate) in Monatsintervallen (1-2) beprobt. Durch diese Intervalle ist die Phase des Hauptabbaus (erster Monat) schlecht dokumentiert (vergl. Abschnitt 4.5.1; Abb. 4.45) und die Schnelligkeit des Abbaus (Zerfallskonstanten) in den unterschiedlichen Fallentiefen kann nicht exakt beurteilt werden. Gezielte Abbauexperimente, die diese Datenlücke schließen, könnten vermutlich die Unterschiede in der

Schnelligkeit des Abbaus für die verschiedenen Fallentiefen und die tatsächlichen Pigmentverluste belegen.

Aus den vorliegenden Ergebnissen wird deutlich, daß, je nach Ausgangsmaterial (Fallentiefe), der tatsächliche Pigmentfluß in Jahresverankerungen z.T. erheblich unterschätzt wird. Da aber nach 1 bis 2 Monaten der Pigmentabbau in HgCl_2 -vergiftetem Material zum Erliegen kommt, und zwischen Aufnahme der Verankerung und Messung der Proben in der Regel mehrere Monate liegen, dürfte der stattfindende Pigmentabbau zum Zeitpunkt der Messung bereits beendet sein. Die saisonalen Muster in der Pigmentsedimentation sollten daher realistisch überliefert werden.

Neben der Interpretation der Phytoplanktonzusammensetzung sollen Pigmentmessungen in Fallen Auskunft über die "Qualität" (z.B. frisch, abgebaut) des sedimentierten Materials geben, um den Zustand der sedimentierten Sinkstoffe zu beschreiben. Dabei kann das sedimentierte Material über **Chlorine** (Chl *a* und Phaeopigmente; s. auch Abschnitt 5.1.4) gut charakterisiert werden, auch wenn die durchgeführten Abbauxperimente gezeigt haben, daß der Abbau von Chl *a* relativ schnell erfolgt und ein großer Anteil der Chlorine in nicht mehr detektierbare farblose Produkte überführt wird (vergl. Abschnitt 4.5.1). Da die Halbwertszeit für Chl *a* ca. 55 Tage betrug, könnten unter der Voraussetzung, daß nur ein bakterieller Abbau vorliegt und keine zusätzliche Veränderung (z.B. Fraß) des Ausgangssignales erfolgt, bei einer Sinkgeschwindigkeit von 50 m am Tag, weniger als die Hälfte der Ausgangskonzentration aus der euphotischen Zone den Meeresboden in 3000 m-Tiefe erreichen. Da aber *in situ* das sedimentierte Material durch z. B. Zooplankton weiter verändert wird, verbleibt nur ein geringer Rest der Ausgangskonzentration aus der euphotischen Zone. Welche Informationen trotzdem aus der Messung von Chlorinen in Sinkstoffen gewonnen werden können, soll im folgenden erläutert werden.

Chl *a* kann allgemein als Indikator für "frisches" Phytoplankton gelten, da es das primär gebildete Photosynthese-Pigment des Phytoplanktons ist (Libbert, 1993). Befindet sich das Phytoplankton in der Wachstumsphase und wird es nicht durch Freßdruck beeinflusst, wie z.B. auf den meisten Stationen der ANT X/6-Expedition, nimmt Chl *a* über 90 % der Gesamtchlorine ein. Tritt dieses Pigment in Fallenmaterial auf, so kann, je nach relativem Anteil, eine Aussage über den "Frischegrad" des Materials bzw. den schnellen Transport von primär gebildeten Partikeln von der Oberfläche in tiefere Wasserschichten bzw. den Meeresboden getroffen werden. Dieses wurde hier am Beispiel der Sinkstoffe aus dem Ostgrönlandstrom und des Barents See-Kontinentalhangs gezeigt (s. Diskussion Abschnitt 5.3, 5.4). Da aber auch in den sedimentierten Kotballen (z.B. Ostracoden) Chl *a* gefunden wurde, kann das Vorhandensein dieses Markers in Sinkstoffen nicht ausschließlich auf Phytoplanktonsedimentation zurückführen (vergl. Abschnitt 5.3.3). Ursachen für die unterschiedliche Überlieferung des Chl *a*-Signals in Kotballen können u.a. durch verschiedene Ingestionsraten des Zooplanktons verursacht sein (Head und Harris, 1996, s. auch Abschnitt 5.1.4). Andererseits dokumentieren

hohe Chl *a*-Anteile an den Gesamtchlorinen in bodennahen Sinkstoffallen eine hohe Nahrungsqualität des sedimentierten Materials, die für die Versorgung der Tiefseeorganismen wichtig ist. Dieser Aspekt wird bei der Diskussion der Verankerungen im Nordpolarmeer ausführlich diskutiert (Abschnitt 5.4).

Weiterhin zeigen die prozentualen Zusammensetzungen zwischen allen Chlorinen, bzw. die Verhältnisbildungen der Phaeopigmente zu Chl *a*, eine gute Charakterisierung des sedimentierten Materials (s. auch Abschnitt 5.1.4, 5.3 und 5.4). Darüber hinaus kann die relative vertikale bzw. laterale Transportkomponente des sedimentierten Materials bestimmt werden. So z. B. im Ostgrönlandstrom bei der OG-3A, wo sich die absolute Chlorinmenge, mit Ausnahme der 500 m-Falle, von oben nach unten verringert, der prozentuale Anteil des Chl *a* (ebenfalls mit Ausnahme der 500 m-Falle) aber nahezu gleich ist; ein Hinweis darauf, daß das Material sehr schnell abgesunken ist und nicht weiter modifiziert werden konnte. Das Material der 500 m-Falle ist dagegen überwiegend durch Freßdruck-modifizierte Pigmente bestimmt und konnte auf die starke Sedimentation von Kotballen vertikal wandernder Amphipoden zurückgeführt werden (s. Abschnitt 5.4). Bei den Sinkstoffallenuntersuchungen am Barents-See Kontinenttalhang deuten dagegen die hohen Chl *a*-Anteile in den bodennahen Fallen auf einen schnellen Eintrag lateral advektierten Materials hin (s. Abschnitt 5.3).

Welches Potential die jeweiligen Abbauprodukte von Chl *a* und Karotenoiden zur Erklärung unterschiedlicher Abbauwege des Phytoplanktons und damit auch der weiteren Interpretation von sedimentierten Material in Sinkstoffen haben, soll im folgenden Abschnitt diskutiert werden.

5.1.4. Pigmente als Marker für unterschiedliche Abbauewege des Phytoplanktons

Abbauprodukte des Chl *a*

Die Bestimmungen der **Abbauprodukte** von Chl *a* können dazu beitragen, den physiologischen Zustand des Phytoplanktons, den Grazingeinfluß des Mesozooplanktons und diagenetische Prozesse im Sediment zu beurteilen. Durch die Identifizierung individueller Abbauprodukte des Chl *a* wurde begonnen, bestimmte Phaeopigmente **definierten Bildungsprozessen** zuzuordnen, d.h. eine Markerfunktion für z.B. Freßdruck oder Alterung zu bestimmen. In der nachfolgenden Diskussion soll das Vorkommen dieser Marker und die Verwendung als Indikator für diese Bildungsprozesse einer kritischen Betrachtung unterzogen werden.

Chlorophyllid *a*

Chlid *a* wird als ein **Marker** für die Seneszenz von Algen benutzt (Baker und Louda, 1986). Dieses Pigment wurde besonders am Ende von Phytoplanktonblüten, vorwiegend bei Diatomeen (Barrett und Jeffrey, 1971; Jeffrey, 1974; Gowen *et al.*, 1983; Ridout und Morris, 1985; Roy *et al.*, 1996), aber auch bei *Phaeocystis* (Head und Horne, 1993) und autotrophen Dinoflagellaten (Yacobi *et al.*, 1996) nachgewiesen. Im Gegensatz zu den nachfolgend beschriebenen Markern ist Chlid *a* eindeutig auf den physiologischen Zustand des Phytoplanktons beschränkt und spielt für das Erkennen von Freßprozessen durch herbivores Zooplankton keine Rolle (Prezelin und Boczar, 1986; Head und Harris, 1992).

Chlid *a* wird durch das Enzym Chlorophyllase mittels Hydrolyse des Phytoylester gebildet. Bisher kann noch nicht abschließend bewertet werden, ob dieses Enzym für die Biosynthese des Chl *a* oder für den aktiven Abbau des Chl *a* verwendet wird (s. Zusammenfassungen in Simpson *et al.*, 1976; Hendry *et al.*, 1987; Gepstein, 1988; Brown *et al.*, 1991). Die Aktivität dieses Enzymes wird durch negativ geladene Lipide gesteuert (Lambers und Terpstra, 1985). In alternen Blättern wurde es eindeutig als erster Schritt des Chl *a*-Abbaus zur Umwandlung in Chlid *a* belegt (Vicentini *et al.*, 1995). Die **Brauchbarkeit** von Chlid *a* als Marker wurde durch die Arbeit von Jeffrey und Hallegraeff (1987) in Frage gestellt, da das Enzym Chlorophyllase Chl *a* sofort zu Chlid *a* abbaut, wenn der Proteinkomplex zerstört wird und das Chl *a* in das Stroma des Chloroplasten gelangen kann. Dieser Vorgang wird bereits durch Filtration begünstigt und tritt unausweichlich durch die mechanische Zerstörung der Zellen beim Homogenisieren und Zentrifugieren auf. Somit ist bei der Probenvorbereitung eine "künstliche" Bildung von Chlid *a* möglich. Da das Enzym stark hydrophil ist, konnte in *Chlorella protothecoides* bei Kontakt mit 50 % Aceton/Wasser-Gemisch ein Abbau des gesamten Chl *a* innerhalb von 30 Minuten beobachtet werden (Rüdiger und Schoch, 1989). Daher sollte, wie in der vorliegenden Untersuchung, 100 % Aceton als Extraktionsmittel verwendet werden, um den Wasseranteil des Aceton-Proben-Gemisches für die Extraktion der Pigmente niedrig zu halten. Mit den Wasser-

resten im Filter ergibt sich so eine ca. 90 %-ige Aceton-Lsg., die für viele Pigmente eine optimale Extraktionswirkung zeigt (Bowles *et al.*, 1985) und die Chlorophyllase-Aktivität nicht zu stark fördert (Owens und Falkowski, 1982). Nach Jeffrey und Hallegraeff (1987) sind Chlid a-Konzentrationen in den Proben hauptsächlich ein Artefakt der Probenaufbereitung; besonders wenn viele Diatomeen anwesend sind, da bei ihnen im Vergleich zu anderen Phytoplanktonklassen (Prymnesiophyceen, autotrophe Dinoflagellaten, Cryptophyceen u.s.w.) erhöhte Chlorophyllase-Aktivitäten gefunden wurden. Andererseits bestimmten die Autoren eine starke Zunahme im Chlid a-Gehalt zwischen frischen Algenkulturen (wenig Chlid a) zu Nährsalz erschöpften Kulturen (viel Chlid a). Im Zusammenhang mit einem anderen Taxon (*Phaeocystis*) wurden erhöhte Chlid a-Konzentrationen, begleitet von einem bisher unbekannten Phaeopigment, bei einer Nährsalzerschöpfung in der Wassersäule gefunden (Head und Horne, 1993). Die Autoren interpretieren dieses als einen Prozeß des Absterben und der Zelllysis der Algen. Yacobi *et al.* (1996) finden ebenfalls Chlid a als Tracer in absterbenden Phytoplankton und die höchsten Konzentrationen wurden gefunden, wenn autotrophe Dinoflagellaten das Phytoplankton dominierten. Autotrophe Dinoflagellaten besitzen aber nach Jeffrey und Hallegraeff (1987) kaum Chlorophyllase. Daraus folgt, daß das Auftreten von Chlid a nicht nur artifiziell bedingt ist, auch wenn die Konzentrationen durch die Probenaufbereitung überbestimmt werden können.

In der vorliegenden Untersuchung wurde das Chlid a in den Proben des Antarktis-Datensatzes bestimmt, wobei die höchsten Chlid a-Konzentrationen im Bereich der PFr auftraten (vergl. Abschnitt 4.2.5; Abb. 4.9). Ein weiteres lokales Maximum wurde in der Packeiszone gefunden, und weiterhin in den Eiskernen, wo Chlid a ebenfalls das wichtigste Phaeopigment darstellte. Das Auftreten dieses Markers in diesen Proben wird in der PFr auf den Prozeß der "sexuellen Phase" der Diatomee *Corethron criophilum* zurückgeführt. Die erhöhten Konzentrationen im Eisrandbereich könnten eine Reaktion der Algen auf den physiologischen Streß bei der Eisschmelze sein; das Pigment könnte so direkt durch das schmelzende Eis in das umgebene Wasser transportiert werden. Damit kann der Marker Chlid a in der vorliegenden Untersuchung bestimmten physiologischen Zuständen des Phytoplanktons zugeordnet werden. Eine ausführliche Diskussion dieser Interpretation erfolgt in Abschnitt 5.2.

Zusammenfassend wird deutlich, daß das Vorkommen von Chlid a zwar kritisch interpretiert werden sollte, aber andererseits ein hohes Potential zum Erkennen physiologischer Prozesse bzw. Zustände des Phytoplanktons besitzt.

Phaeophytin a und Pyropheophytin. a

Weitere Abbauprodukte des Chl a, das **Phyt. a** und **Pyrophyt. a**, werden ebenfalls dem Prozeß der Zelllysis bzw. der Seneszenz von Algen zugeordnet (Yentsch, 1965; Daley und Brown, 1973; Schoch *et al.*, 1981; Owens und Falkowski, 1982; Hallegraeff und Jeffrey, 1985; Louda und Baker, 1986). Darüber hinaus ist das Phyt. a in den Prozeß der Photosynthese in-

volviert. Es ist im Reaktionszentrum des Photosystems II (Light Harvesting Complex LHC-II) lokalisiert (Libbert, 1993) und in die Elektronentransportkette zum Photosystem I eingebunden (Falkowski *et al.*, 1992; Kirk, 1994). Weiterhin werden beide Pigmente als Indikatoren für Zooplanktonfraß verwendet, da sie in Kotballen von Salpen und Copepoden (Currie, 1962; Hallegraeff, 1981; Madin und Cetta, 1984; Carpenter und Bergquist, 1985; Vernet und Lorenzen, 1987b; Downs, 1989; Head und Harris, 1994) gefunden und in Freßexperimenten mit Mikrozooplankton verstärkt gebildet wurden (Strom, 1993).

Phyt. a wird **gebildet**, indem das Mg^{2+} -Zentralion aus dem Tetrapyrrolring des Chl **a** entfernt wird. Dieser Prozeß kann innerhalb der Algen sowohl durch Mg-freisetzende Enzyme (Owens und Falkowski, 1982; Ziegler *et al.*, 1988) als auch durch den bei der Zelllysis freiwerdenden sauren Vakuoleninhalt ausgelöst werden (Baker und Louda, 1986; Rüdiger und Schoch, 1989). Die Phaeophytinisierung des Chl **a** in den Verdauungsapparaten von Zooplankton ist ebenfalls auf das dortige saure Milieu zurückzuführen (Daley, 1973). Bei **Pyrophyt. a** wird zusätzlich noch eine Methoxycarbonylgruppe ($-COOCH_3$) an dem Tetrapyrrolring abgespalten (Pennington *et al.*, 1964). Nach Schoch *et al.* (1981) wird es aus dem Phyt. **a** gebildet. Während in detaillierten Sedimentstudien das Pyrophyt. **a** definitiv bestimmt wird (Keely, 1989; King und Repeta, 1991), wird dieses Pigment bei HPLC-Pigmentmessungen aus der Wassersäule und Sinkstoffen häufig gar nicht bestimmt oder nicht als solches identifiziert, und meistens als Phyt. **a-2** bezeichnet (Downs, 1989; Vernet, 1991; Barlow *et al.*, 1993a). Da es aber in den Chromatographien zu einem vergleichbaren Zeitpunkt wie das in dieser Arbeit gefundene Pyrophyt. **a** eluiert, kann davon ausgegangen werden, daß Phyt. **a-2** und Pyrophyt. **a** in dieser Arbeit identisch sind.

In der vorliegenden Untersuchung wurden **Phyt. a** und **Pyrophyt. a** in suspendiertem und sedimentiertem Material aus der Wassersäule sowie in Kotballen und Sedimenten bestimmt. Diese Pigmente zeigten einen unterschiedlichen Anteil an den Gesamtchlorinen (Σ Chl **a**, Phorb. **a**, Pyrophorb. **a**, Phyt. **a**, Pyrophyt. **a**; vergl. jeweils Tabellen aus Abschnitt 4.), der in den Eiskernen am geringsten war. In dem suspendierten Material der Wassersäule war dieser Anteil, je nach Untersuchung, bereits höher, ebenso im unvergifteten sedimentierten Material. Ein weiterer Anstieg an den Anteilen der Gesamtchlorine wurde in den vergifteten Sinkstoffen mit zunehmender Falltiefe beobachtet (Ostgrönlandstrom, OG-3A). Bei den Sinkstoffen der BI-2-Verankerung (Barents-See Kontinentalhang) war keine Zunahme der Anteile dieser Pigmente mit der Tiefe zu beobachten. Darüber hinaus war der Anteil von Pyrophyt. **a** an den Gesamtchlorinen in diesem Material sehr gering. Bei den Sinkstoffen aus dem Ostgrönlandstrom stellten dagegen Phyt. **a** und Pyrophyt. **a** mit zunehmender Tiefe den gleichen Anteil an den Gesamtchlorinen. Die größten Anteile von Phyt. **a** und Pyrophyt. **a** an den Gesamtchlorinen wurden in den Sedimenten vom Barents-See-Kontinentalhang sowie in den sedimentierten Kotballen der Ostracoden, Euphausiaceen und Appendicularien gefunden. In den frischen Kotballen der Euphausiaceen und bei den Salpendarminhalten war dieser Anteil deutlich niedriger als bei den sedimentierten Kotballen, wobei diese Werte höher als in dem

suspendierten Material der Wassersäule lagen. Frische Appendicularien-Kotballen wiesen dagegen geringere Anteile dieser Pigmente auf.

Die Tendenz der Anreicherung in Sedimenten und Sinkstoffen, sowie deren untergeordnete Bedeutung in suspendiertem Material, steht im Einklang mit den unterschiedlichsten Untersuchungen in den verschiedensten ozeanischen und limnischen Untersuchungen. So wurden Anreicherungen von Phyt. *a* in verschiedenen **Sedimenten** gefunden (Süßwassertümpel (Soomers et al., 1968); See in Ontario (Brown *et al.*, 1977); Golf von Californien (Baker und Louda, 1982); Peru-Auftriebsgebiet Golf von Californien, Seen in Nevada und Bermuda (Louda und Baker, 1986); Seen in Großbritannien und Deutschland (Keely, 1989), Baikal-See (Soma *et al.*, 1996)). Insbesondere die Anreicherung von Pyrophyt. *a* im Sediment wurde durch die Arbeiten von Keely (1989) und Soma *et al.* (1996). belegt. Insgesamt lagen auch hier die Anteile der Phaeophytine an den gemessenen Chlorinen mit 15 bis 50 % in der gleichen Größenordnung wie in der vorliegenden Untersuchung. Da aber in diesen Arbeiten z.T. auch weitere, bzw. andere Chlorine bestimmt wurden, können diese Zahlen nicht direkt mit den Werten der vorliegenden Arbeit verglichen werden.

Auch in **sedimentiertem Material** ist der Anteil dieser Pigmente an den Chlorinen mit $\geq 10\%$ deutlich höher als in der Wassersäule (Seen in Michigan (Carpenter *et al.*, 1986); Auftriebsgebiete vor Peru (Louda und Baker, 1986); Dabob Bay - Washinton, Santa Monica Basin-Californien (Downs, 1989); Barents See (Vernet, 1991); Nordatlantik (Meyerhöfer, 1994); Schwarzes Meer (King, 1995)). In der vorliegenden Arbeit beträgt in sedimentiertem Material der Anteil der Phaeophytine an den Chlorinen ca. 10 %.

Phaeophytine sind aber auch nach **Fraß** von Phytoplankton durch herbivore Organismen beobachtet worden; so wird Phyt. *a* bei der Verdauung von *Mytilus* (Hawkins *et al.*, 1986), Cypriniden (Takamura *et al.*, 1993) und *Littorina* (Abele-Oeschger und Theede, 1991) gebildet.

Bei Zooplankton treten Phyt. *a* und Pyrophyt. *a* ebenfalls mit einer relativ hohen Varianz in der jeweiligen Konzentrationen bzw. bei den Anteilen an den Phaeopigmenten auf. In Zooplanktonexperimenten aus zwei Seen in Michigan war der relative Anteil des Phyt. *a* bei größerem Zooplankton (MW=7,9 µg TG) höher als bei kleinem (MW=0,3 µg TG) (Carpenter und Bergquist, 1985). Daley (1973) fand bis zu 60 % Phyt. *a* in Daphnien (*Daphnia pulex*).

In **pelagischem Zooplankton** wurden Phyt. *a* in *Salpa*, *Pegea* und *Thalia* (Hallegraeff, 1981; Madin und Cetta, 1984) gefunden, wobei es bei letzteren das dominanteste Pigment war. Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zu den vorliegenden Messungen sowie zu der Untersuchung von Downs (1989), die ebenfalls geringe oder gar keine Phaeophytin-Konzentrationen in Salpen nachweisen konnten. Die von Downs (1989) gefundenen Anteile von 30 % für Phyt. *a* in Freßexperimenten (bezogen auf Phorb. *a*, das wichtigste Pigment bei diesen Versuchen) für *Euphausia pacifica*, *Themisto spec.*, Ostracoden und einige Copepoden wurden in der vorliegenden Arbeit nur in den Kotballen aus Fallenmaterial der BI-2 gefunden. Es wurde allerdings von Downs (1989) auch angemerkt, daß hohe Futterkonzentrationen den Anteil

dieser Marker deutlich erhöhen. Pigmentmessungen von *in situ*-Kotballen wiesen aber sowohl bei Downs (1989) als auch in der vorliegenden Arbeit geringere Anteile dieser Marker auf.

Phyt. a und/oder Pyrophyt. a wurden auch in Kotballen von **Copepoden** nachgewiesen. Obwohl in der vorliegenden Arbeit solche Kotballen nicht näher analysiert wurden, kann ein Eintrag von Phyt. a und Pyrophyt. a durch Copepoden-Kotballen in die Sinkstoff-Fallen nicht ausgeschlossen werden. Insbesondere gilt dieses in der Region des Barents-See Kontinentalhang, da Copepoden-Kotballen im Frühjahr in der Norwegischen-See in großen Mengen im suspendierten Material vorhanden sind (Bathmann *et al.*, 1987; Bathmann *et al.*, 1990b). Eine Abschätzung dieses Anteils ist jedoch nicht möglich, da sowohl das qualitative als auch das quantitative Auftreten dieser Marker sehr unterschiedlich sein kann. In älteren Arbeiten wurde nur das Phyt. a bestimmt. Hier war das Phyt. a in *Calanus finmarchicus* (Currie, 1962) vorhanden, während es bei *Pseudocalanus* (Bathmann und Liebezeit, 1986) nur in Spuren auftrat. Bei *Temora* und *Acartia* (Hallegraeff, 1981) bildete es mit 50 bis 80 % das wichtigste Phaeopigment. In neueren Untersuchungen, in denen auch Pyrophyt. a mitbestimmt wurde, treten ebenfalls große Unterschiede in der Präsenz dieser Marker auf. So wurden drei Phaeophytine (inklusive Phyt. a und Pyrophyt. a) nur in Spuren in *Temora*, *Calanus*, *Nannocalanus*, *Centropages* und in weiteren, nicht spezifizierten, Copepoden im Auftriebsgebiet vor Marokko (Head und Harris, 1994) bestimmt. Ebenfalls wurden nur Spuren von Phyt. a, aber bis zu 25 % Pyrophyt. a an allen gemessenen Pigmenten (auch Chl c₁₊₂ etc.) bei *Calanus hyperboreus*, *C. finmarchicus*, *C. glacialis* (Head und Harris, 1992) aus Südwest Nova Scotia und der Ostküste Neufundlands gefunden. Ein relativ hoher Anteil Pyrophyt. a und wiederum weniger Phyt. a, wurde ebenfalls bei Copepoden aus der Labrador See und auf dem Labrador Schelf gefunden (Head und Harris, 1996). Ähnliche Beobachtungen wurden auch für *C. finmarchicus* in der Dabob Bay gewonnen, wobei dort das Pyrophyt. a noch als Phyt. a-2 bezeichnet wurde (Vernet und Lorenzen, 1987b). Insgesamt zeigen diese Untersuchungen, daß bei polaren Copepoden Phyt. a vernachlässigbar ist, während das Pyrophyt. a vermutlich ein wichtiger Marker für Copepodenfraß in höheren Breiten zu sein scheint.

Bei Untersuchungen an **pelagischen suspendiertem Material** wurde nur in der Arbeit von Hallegraeff (1981) die hohen Phyt. a-Konzentrationen in der Wassersäule auf den starken Freßdruck der Copepoden zurückgeführt. In der vorliegenden Untersuchung würde diese Interpretation auf die Beobachtungen im Mai in der Wassersäule am Barents-See-Kontinentalhang zutreffen, wo die höchsten Phyt. a- und Pyrophyt. a-Anteile an den Gesamtchlorinen in Wasserproben überhaupt gemessen wurden. Andererseits wurde die Untersuchung von Hallegraeff (1981) mit der spektrophotometrischen Methode durchgeführt, wodurch die Konzentrationen des Phyt. a überschätzt werden können (Mantoura und Llewellyn, 1983).

Mit HPLC-Pigmentmessungen wurden Phyt. a und Pyrophyt. a dagegen nur in geringen Konzentrationen oder im Bereich der Nachweisgrenze bestimmt (Bidigare *et al.*, 1986; Trees *et al.*, 1986; Ondrusek *et al.*, 1991; Barlow *et al.*, 1995b). Diese Pigmente wurden nur dann in

suspendiertem Material gefunden, wenn sich Algenblüten in der Absterbephase befanden (Klein und Sournia, 1987; Roy, 1989; Vernet, 1991).

Im Gegensatz zu den geringen Konzentrationen in suspendiertem Material der Wassersäule, wurden bei **Dunkelexperimenten** mit Algenkulturen starke Anreicherungen des Phyt. a, bei gleichzeitiger Abnahme des Chl a, gefunden (Yentsch, 1965; Daley und Brown, 1973; Louda und Baker, 1986; Spooner *et al.*, 1994). Weiterhin wurde Pyrophyt. a im Dunkeln aus Phyt. a gebildet (Schoch *et al.*, 1981; Baker und Louda, 1986). Yentsch (1965) konnte den reversiblen Prozeß dokumentieren, indem er Meerwasserproben aus 250 m Tiefe mit einem Phyt. a-Gehalt von 75 % an das Tageslicht brachte. Das Phyt. a nahm langsam ab und nach einer gewissen Hemmphase wurde Chl a aufgebaut. Somit konnte das Phyt. a in der Wassersäule, das, im Gegensatz zu Hallegraeff (1981), mit zunehmender Tiefe akkumulierte, nicht auf Zooplanktonfraß zurückgeführt werden.

Damit gibt es in der Wassersäule **mehrere Bildungsprozesse** für Phyt. a und Pyrophyt. a, die sowohl Zooplanktonfraß als auch Algensenescenz mit beinhalten. Während am Barents-See Kontinentalhang nicht auszuschließen ist, daß die erhöhten Phyt. a und Pyrophyt. a-Konzentrationen durch Fraßdruck von Copepoden verursacht sein können, sind die in dem suspendierten Material der Antarktis gefundenen Anreicherungen dieser Pigmente an bestimmten Lokationen in der Polarfront und in der Eisrandregion vermutlich anderen Bildungsprozessen zuzuordnen. Im Bereich der PFr könnte es eine Reaktion des Phytoplanktons auf ein unzureichendes Lichtklima sein, daß durch die komplexen hydrographischen Bedingungen des Über- und Unterschichtens von Wassermassen verursacht wurde. Experimente mit *in situ*-Phytoplankton aus der PFr zeigten bei Abdunkelungsversuchen einen verstärkten Aufbau von Phyt. a und Pyrophyt. a und den reversiblen Prozeß bei der Rückführung an Licht (Daten nicht gezeigt).

Ob Phyt. a und Pyrophyt. a gebildet werden, ist aber offensichtlich von dem Zustand des entsprechenden Ausgangsmaterial abhängig. So wurde in den hier durchgeführten Abbauprobversuchen nur in dem suspendierten Material und in den oberen Fallen der OG-3A-Verankerung (Ostgrönlandstrom) Phyt. a und Pyrophyt. a in geringen Mengen gebildet (vergl. Abschnitt 4.5.1). Eine direkte quantitative Umwandlung des Chl a in diese Pigmente konnte nicht beobachtet werden, da wesentlich mehr Chl a abgebaut, als Phyt. a und Pyrophyt. a aufgebaut wurden. Da das Ausgangsmaterial dieser Versuche aus einem "alternden" pelagischen System stammte (s. Abschnitt 5.4), kann spekuliert werden, ob der Zustand des Phytoplanktons bereits schlecht war. In solch einem Fall können zwar auch Phyt. a und Pyrophyt. a gebildet werden; bei diesem Material sind die Produkte dann aber labil und werden in farblose, für die hier verwendete HPLC-Pigmentmessung nicht mehr detektierbare, Produkte umgewandelt. Das Phytoplankton aus der PFr der Antarktis ist dagegen im Frühjahr in einer beginnenden Wachstumsphase und reichert diese Produkte bei schlechten Umweltbedingungen, die durch das Über- und Unterschichten der Wassermassen bedingt sind, an.

Diese Befunde legen nahe, daß Phyt. a und Pyrophyt. a verschiedenen Bildungs- und Umbauprozessen unterliegen. Diese Marker können weiter in Phorb. a (Shuman und Lorenzen, 1975) bzw. Pyrophorb. a (Spooner *et al.*, 1994) umgewandelt werden und deshalb nicht als Abbauprodukte des Chl a akkumulieren. Die hohe Akkumulation dieser Pigmente in Sedimenten (Keely, 1989; Soma *et al.*, 1996) legt andererseits nahe, daß auch in größeren Tiefen noch Phyt. a und Pyrophyt. a aus Chl a gebildet werden. Auch die relativ hohen und ständig weiter steigenden Anteile in den OG-3A-Sinkstoffen vervollständigen dieses Bild. Hier wurden in der 2000 m-Falle sowohl höhere Chl a- als auch Phyt. a- und Pyrophyt. a-Anteile an den Gesamtchlorinen gefunden. Es stellt sich die Frage, welche Retentionszeiten diese Marker im Feld haben können. Ein steuernder Prozeß könnte das schnelle Absinken von Phytoplankton (vermutlich Aggregaten) sein, wodurch das Material einem moderaten Abbau unterliegt. Gelangt dieses Chl a-reiche Material auf den Meeresboden, erfolgt dort eine weitere Modifikation zu Phyt. a, bzw. Pyrophyt. a. Signale dieser Marker in der Wassersäule sind dagegen schwieriger zu bewerten, da die Bildungsquellen für diese Marker, wie oben erläutert, vielfältig sind. Daher müssen zusätzliche Informationen, wie z.B. der Zooplanktonbestand, oder die Wachstumsphase des Phytoplankton in dem jeweiligen pelagischen System beachtet werden, um das Auftreten dieser Marker bestimmten Abbauwegen zuordnen zu können. Ebenso ist die Verteilung von Phyt. a und Pyrophyt. a in der Wassersäule relevant, um diese Pigmente als Indikator für bestimmte physiologische Prozesse wie Seneszenz, Adaptation an schlechte Lichtbedingungen oder als Hinweis auf Mikro, bzw. Makrozooplankton Fraß verwenden zu können.

Phaeophorbid a und Pyrophaeophorbid a

Die weiteren gefundenen Abbauprodukte von Chl a, das **Phorb. a** und **Pyrophorb. a**, werden hauptsächlich als typische Fraß-Indikatoren betrachtet (z.B. Shuman und Lorenzen, 1975; Carpenter und Bergquist, 1985; Carpenter *et al.*, 1986; Vernet und Lorenzen, 1987b; Head und Harris, 1992, 1994, 1996; Meyerhöfer, 1994). Andererseits wurden diese Marker in einer seneszierenden *Chlorella* Mutante bestimmt (Ziegler *et al.*, 1988) und Phorb. a in alternden Blättern gefunden (Vicentini *et al.*, 1995). In einer zwei Monate gealterten *Synedra*-Kultur (Diatomee) konnte ein Anteil von 32 % Phorb. a an den gebildeten Phaeopigmenten nachgewiesen werden (Louda und Baker, 1986), während bei der Blaualge *Anacystis* nach 17 Tagen 10 % der Phaeopigmente als Phorb. a akkumulierten (Daley und Brown, 1973). Weiterhin wurde eine Bildung von Pyrophorb. a in der Diatomee *Phaedactylum tricornutum* im Dunkeln gemessen (Spooner *et al.*, 1994). Daher können auch diese Marker nicht eindeutig nur auf Zooplanktonfraß zurückgeführt werden.

Bei Phorb. a fehlt im Vergleich zu Chl a das zentrale Mg^{2+} -Ion und die Phytolkette. Daher kann es aus den beiden Abbauprodukten von Chl a, dem Chlid a (durch Herauslösung des Mg^{2+} -Zentralions) bzw. Phyt. a (durch Abspaltung der Phytolkette), entstehen. Diese Bildung kann im Phytoplankton durch Enzyme (Chlorophyllase, Mg^{2+} -freisetzende und weitere, bisher

unbekannte Enzyme) gesteuert werden (Owens und Falkowski, 1982; Ziegler *et al.*, 1988; Spooner *et al.*, 1994) und im Zooplankton durch Verdauungsenzyme entstehen (Prezelin und Boczar, 1986; Head und Harris, 1996). Pyrophorb. a entsteht analog zum Pyrophyt. a durch Abspaltung der Methoxycarbonylgruppe und wird vermutlich durch Enzyme oder bakteriellen Abbau gebildet (Rüdiger und Schoch, 1989; Spooner *et al.*, 1994).

In der vorliegenden Untersuchung wurden Phorb. a und Pyrophorb. a mit unterschiedlichen relativen Anteilen in fast allen Proben bestimmt. Lediglich in den Sedimenten fand sich kein Phorb. a; dafür besaß Pyrophorb. a mit 30-66 % einen hohen Anteil an den Gesamtchlorinen der Sedimente. Eine Zunahme von geringer zu hoher Bedeutung in den relativen Anteilen an den Gesamtchlorinen, von der Wassersäule über die Fallen hin zum Sediment, wie es bei Phyt. a und Pyrophyt. a beobachtet wurde, konnte bei diesen Markern nicht festgestellt werden. Eine Akkumulation dieser Pigmente in den Abbaubersuchen konnte ebenfalls nicht festgestellt werden (vergl. Abschnitt 4.5.1). Die höchsten Anteile von Phorb. a an den Gesamtchlorinen wurden in frischen Kotbällen von Appendicularien und Euphausiaceen, sowie im Darmtrakt der Salpen aus der Antarktis gefunden. Bei letzteren war auch der Anteil des Pyrophorb. a hoch. In den sedimentierten Kotbällen aus dem Europäischen Nordmeer (BI-2-Verankerung) waren neben Phorb. a und Pyrophorb. a auch die Phaeophytine stark vertreten. Insgesamt wurden für Phorb. a und Pyrophorb. a große Unterschiede zwischen den Organismen, Fallentiefen und Sedimentationsintervallen beobachtet. Meistens lagen höhere Phorb. a (MW = 30 %) als Pyrophorb. a-Anteile (MW = 15 %) an den Gesamtchlorinen der Kotbällen vor. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit anderen Untersuchungen, bei denen Phorb. a und/oder Pyrophorb. a wichtige Endprodukte bei Zooplanktonfraß waren (Jeffrey, 1974; Shuman und Lorenzen, 1975; Madin und Cetta, 1984; Bathmann und Liebezeit, 1986; Downs, 1989; Head und Harris, 1992, 1994, 1996).

Damit können diese Marker genutzt werden, den **Freßdruck von Zooplankton** in einem pelagischem System zu beurteilen, wie Bidigare *et al.* (1986) für den Südatlantik; Barlow *et al.* (1993a) und Meyerhöfer (1994) für den Nordatlantik; Vernet (1991) für die Barents-See; Vernet und Lorenzen für die Dahob Bay, Californien (1987b) und Barlow *et al.* (1995b) sowie Claustre *et al.* (1994) für das Mittelmeer gezeigt haben. In der vorliegenden Untersuchung wurden die höchsten Phorb. a und Pyrophorb. a-Anteile an den Gesamtchlorinen am Barents-See Kontinentalhang im Mai gefunden (ca. 20 %). Sie dokumentieren somit ein stark durch Zooplankton beeinflusstes pelagisches System (s. Abschnitt 5.3). Im Gegensatz dazu lagen die Anteile in der gleichen Region im Juli, ebenso wie in der Antarktis, deutlich niedriger (6 %). Entsprechend ist hier von einem vergleichsweise geringen Einfluß des Zooplankton auf das Phytoplankton auszugehen (s. Abschnitt 5.3; 5.2).

Auch in Sinkstoffen konnte eine starke Modifikation des sedimentierten Materials durch Zooplanktonfraß mit Hilfe der hohen Phorb. a bzw. Pyrophorb. a-Anteile dokumentiert werden (Carpenter *et al.*, 1986; Vernet und Lorenzen, 1987b; Downs, 1989; Leavitt und Carpenter, 1990; Vernet, 1991; Head und Horne, 1993; Meyerhöfer, 1994; Barlow *et al.*, 1995b). Nach

Meinung von Wakeham *et al.* (1993) deutet Pyrophorb. a in Fallenmaterial auf eine längere Verweildauer der Sinkstoffe in der Wassersäule hin. Diese Vermutung wird durch die Arbeit von Llewellyn und Mantoura (1996) bestätigt, die eine Anreicherung von Pyrophorb. a im Zwischenwasser (100-1500 m) des Nordatlantiks fanden. In der vorliegenden Untersuchung wurde Pyrophorb. a in Salpendärmen und frischen Euphausiaceen-Kotballen gefunden. Ebenso fanden Head und Horne (1993) Pyrophorb. a als Hauptpigment in Kotballen von Copepoden und eine entsprechende Anreicherung in den Sinkstoffen. Die starke Heterogenität der Phorb. a und Pyrophorb. a-Anteile an den Gesamtchlorinen der BI-2-Verankerung ist vermutlich von dem jeweiligen Sedimentationsereignis abhängig und reflektiert somit Zustände des pelagischen Systems sowie den Eintrag des sedimentierten Materials (s. Abschnitt 5.3). In den Sinkstoffen des Ostgrönlandstromes zeigte das Material aus dem Drifter (300 m) und der OG-3A-Verankerung (500 m) ein abweichendes Verteilungsmuster. In beiden Fällen war der Anteil von Phorb. a und Pyrophorb. a mit zusammen 90 % an den Gesamtchlorinen extrem hoch. Dies deutet auf ein stark durch Zooplanktonfraß modifiziertes Signal in den Sinkstoffen hin (s. Abschnitt 5.4).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß Phorb. a und Pyrophorb. a deutliche Indikatoren für Zooplanktonfreßaktivitäten sind. Beide Marker können für die Beurteilung eines pelagischen Systemes herangezogen werden. Darüber hinaus liefern sie wertvolle Informationen für die qualitative Beurteilung von sedimentierten Material. Im Folgenden soll nun diskutiert werden, ob diese Marker ebenfalls für **quantitative Abschätzungen** von Stoffflüssen in pelagischen Systemen herangezogen werden können.

Ausgehend von der Arbeit von Shuman und Lorenzen (1975), die eine 100 %-ige Konvertierung von Chl a in Phorb. a postulierten, wurde von Mackas und Bohrer (1976) eine Methode entwickelt, um aus dem Darminhalt von Zooplankton Freßraten zu bestimmen. In den folgenden Jahren stand diese Methode, die am häufigsten für Copepoden beschrieben wurde, unter ständiger Kritik. So wurde 1) eine Konvertierung in andere Pigmente vom Chlorophyll-Typ beobachtet (Downs, 1989; Head und Harris, 1992, vorliegende Arbeit) und 2) festgestellt, daß Chl a in farblose Produkte überführt werden kann. Dieser Pigmentverlust kann extrem hoch sein (70-100%, Conover *et al.*, 1986; Lopez *et al.*, 1988; Penry und Frost, 1991; Cary *et al.*, 1992; Head und Harris, 1992, 1994), oder auch zwischen 0 bis 30 % liegen (Dagg und Walser, 1987; Kiørboe und Tiselius, 1987; Pasternak und Drits, 1988; Peterson *et al.*, 1990; Penry und Frost, 1991). Mögliche Ursachen für die Variabilität sind die jeweilige Vorgeschichte des Zooplankton (z.B. Hungerzustand, Adaptation an bestimmte Futterkonzentrationen) bzw. die angebotene Nahrungskonzentration. So wurden bei höherem Nahrungsangebot die Pigmente nicht so stark abgebaut (Head, 1992a; Head und Harris, 1994), wogegen bei längerem Hungerzustand der Untersuchungstiere ein stärkerer Abbau gefunden wurde (Head und Harris, 1987; Head, 1992b). Nach neueren Untersuchungen von Head und Harris (1996) wird das Chl a bereits zu Beginn des Freßprozesses zerstört und der Zerstörungsgrad von 20 bis

100 % ist abhängig von der Ingestionsrate. Sie vermuten, daß sowohl Enzymsysteme des Zooplanktons als auch des gefressenen Phytoplanktons für die Zerstörung des Chl *a* verantwortlich sind. Nach Head und Harris (1996) ist dann die "Vorgeschichte" (z.B. Hungerzustand) der Organismen nicht so entscheidend für die Bildung der farblosen Substanzen, sondern die Filtrationsrate, die wiederum auch die Ingestionsrate beeinflusst. Zusammenfassend führen die Autoren die Unterschiede der Chl *a*-Zerstörung auf unterschiedliches Futter und damit verbundener variabler Enzympooler dieser Algen (z.B. Chlorophyllase stärker in Diatomeen vertreten), verschiedenes Verhalten von Copepoden und damit verbundene Einflüsse auf die Filtrationsraten sowie auf experimentelle Unterschiede, wie Anzahl der Versuchstiere, Dauer des Experimentes usw. zurück.

Neben diesen, allein bei Copepoden bestimmten, Unterschieden in der Chl *a*-Zerstörung, erschwert die unterschiedliche Konvertierung der Pigmente durch verschiedene Zooplanktongruppen eine quantitative Interpretation dieser Marker in suspendiertem Material und Sinkstoffen. So kann in pelagischen Systemen auch die Pigmentzerstörung durch Mikrozooplankton eine Rolle spielen. Allerdings gibt es auch bei diesen Organismen keine eindeutige Zuordnung des Pigmentabbaus, da die Varianz von fast völliger Zerstörung der Pigmente (Klein *et al.*, 1986; Barlow *et al.*, 1988a; Antia, 1991) bis hin zu einer hohen Phaeopigmentbildung sowie spezifisch durch Mikrozooplankton gebildeten Phaeopigmenten reicht (Strom, 1993). Hier müssen weitere Untersuchungen Klarheit über die Reproduzierbarkeit der Existenz spezieller Mikrozooplankton-Pigmentabbaumarker und über die Konvertierung dieser Pigmente schaffen.

Bei weiteren Makrozooplanktonarten konnte durch die vorliegende Arbeit in sedimentierten Kotballen gezeigt werden, daß die Varianz der Pigmentzerstörung von intakten Chl *a* in Ostracoden-Kotballen bis hin zu fast keinen Pigmenten in Appendicularien-Kotballen reicht (vergl. Abschnitt 4.5.2). Darüberhinaus weisen die Unterschiede in den Kotballen aus verschiedenen Fallentöpfen, und damit aus den einzelnen Sedimentationsphasen, eine große Variabilität auf, die vermutlich die Nahrungsverfügbarkeit bzw. die verschiedenen Arten der Nahrungsausnutzung in einem pelagischen System widerspiegelt.

Insgesamt muß aufgrund der erwähnten Unwägbarkeiten die Eignung von Phorb. *a* und Pyrophorb. *a* als quantitatives Maß für die Umwandlung von Chl *a* in Frage gestellt werden. Diese Marker können zwar helfen, Sinkstoffe zu charakterisieren und damit die Dynamik des darüber liegenden pelagischen Systems zu beschreiben. Zur Berechnung von Stoffflüssen sind diese Marker jedoch nicht geeignet, auch wenn sie überwiegend durch Zooplankton gebildet werden.

Neben den eindeutig quantifizierbaren Abbauprodukten des Chl *a*, konnten auch in dieser Untersuchung Pigmente gefunden werden, die nicht weiter untersucht wurden. Es handelt sich um Phorb. 1-4, Abb. 4.1, sowie die als Chl-ähnlich 1 bis 3 bezeichneten Pigmente. In dieser Untersuchung wurden die Chl-ähnlichen Pigmente 1 und 2 in fast allen Kotballen sowie in den

Salpen mit unterschiedlichen Anteilen gefunden. Diese Pigmente sind durch einen Peak um 700 nm im Absorptionsspektrum gekennzeichnet (Abb. 4.22 a) und ähneln damit Purpurinen, die aus Sedimenten isoliert wurden (Baker und Louda, 1982, 1986). Da aber keine Koelution zwischen Purpurin und Chl-ähnl. Pigmenten auftrat, bleibt unklar, welche Struktur sie aufweisen. Ein vergleichbares Pigment wurde ebenfalls von Downs (1989) aus Salpen präpariert. Vernet *et al.* (1996) beschreiben u.a. für die Barents-See ein Pigment mit einer *in situ* Fluoreszenz von 708 nm und bringen es mit der Sedimentation von *Phaeocystis* in Verbindung. Das untypische Verhalten dieser Chl-ähnl. Pigmente während der Isolierung (s. Abschnitt 3.2.2) läßt auf einen speziellen Bildungsmechanismus schließen, der bisher völlig ungeklärt ist. Daß diese Pigmente nicht nur in vergiftetem Fallenmaterial gebildet wurden, zeigt deren Existenz in frischen Kotballen sowie in Salpendärmen. Dagegen wurde das Chl-ähnl. 3 nur in den Barents-See Kontinentalhang-Sinkstoffen und im Sediment gefunden. Dieses Pigment war auch in Sedimentproben aus dem Ostgrönlandstrom vorhanden (Daten nicht gezeigt) und könnte somit ein Hinweis auf die Bildung dieses Markers aus Chl *a* speziell im Sediment sein. Das Auffinden dieses Markers in den Sinkstoffallen würde darauf hindeuten, daß sedimentiertes Material mit Bodenkontakt eingetragen wurde. Damit wäre auch in die 610 m-Falle der BI-2-Verankerung lateral Material advektiert, welches bereits bis auf den Boden sedimentiert war (s. Abschnitt 5.3 für weitere Diskussion). Auch wenn abschließend nicht geklärt werden konnte, was für eine chemische Struktur diese Marker haben und wo sie gebildet werden, wird deutlich, daß gerade im Bereich der Chl *a*-Abbauprodukte ein größeres Potential für die Identifizierung bestimmter physiologischer Marker liegt.

Abbauprodukte der Karotenoide

Neben den Abbauprodukten des Chl *a* wurde den **Transformationsprodukten der Karotenoide** eine hohe Bedeutung bei der Erkennung der Veränderung des autotrophen Signales durch Zooplanktonfraß zugeschrieben. So wurden in Studien im Auftriebsgebiet vor der Küste Perus anhand von Kotballen die Veränderung der Ausgangspigmente Fuco. zu Fucoxanthiol und Fucoxanthin 5'-Dehydrate, bzw. Peri. zu Peridinol und Peridinin 5'-Dehydrate, dokumentiert und auf die Esterhydrolyse in Zooplanktondärmen zurückgeführt (Repeta und Gagosian, 1983; Repeta und Gagosian, 1984). Auch Nelson (1989) fand vor der Südkalifornischen Küste diese Transformation der Karotenoide in Salpen und Garnelen. Außerdem wurde für das Pigment 19'-Hex. das entsprechende 19'-Hex.-thiol beobachtet. Weitere Transformationsprodukte von Karotenoiden wurden von Partali *et al.* (1989) bei der Verdauung durch *Mytilus* gefunden. In Copepodengemeinschaften konnte diese Umwandlung jedoch nicht belegt werden (Nelson, 1989; Head und Harris, 1992, 1994; McLeroy-Etheridge und McManus, 1997); in den letzten drei Arbeiten wurden überhaupt keine Markerkarotenoide bzw. deren Derivate gefunden. Dieses steht im Widerspruch zu Ergebnissen anderen Autoren,

die Karotenoidgehalte in Copepoden (Kleppel, 1988; Kleppel *et al.*, 1988; Kleppel, 1993; Swadling und Marcus, 1994; Meyer-Harms, 1996), in deren Kotballen (Nelson, 1989; Meyerhöfer, 1994) und in Decapoden (Preston *et al.*, 1992) fanden. Die Diskrepanzen lassen sich vermutlich durch die unterschiedlichen Versuchsansätze erklären. Während Head und Harris (1992; 1994) sowie McLeroy-Etheridge und McManus (1997) Kotballen untersuchten, wurden in den anderen Arbeiten (Kleppel, 1988; Kleppel *et al.*, 1988; Kleppel, 1993; Swadling und Marcus, 1994) gesamte Tiere beprobt. Eine mögliche Erklärung liegt in dem selektiven Abbau der Karotenoide während des Verdauungsprozesses der Copepoden, so daß keine Karotenoide mehr in die Kotballen gelangen.

Die große Varianz von Karotenoidvorkommen innerhalb der Kotballenmessungen - von relativ vielen Karotenoiden (Nelson, 1989; Meyerhöfer, 1994) bis hin zu keiner Überlieferung des Karotenoidsignales in Kotballen (Head und Harris, 1992; 1994; McLeroy-Etheridge und McManus, 1997) - könnte auf die Unterschiede der Weiterverarbeitung der ausgeschiedenen Kotballen zurückgeführt werden. Während Head und Harris (1994) sowie McLeroy-Etheridge und McManus (1997) die Kotballen nach dem Versuch mehrfach mit filtriertem Seewasser gewaschen haben, hat Nelson (1989) keine Reinigung der Kotballen vorgenommen. Bei ihm gelangte somit auch Phytoplankton aus dem Versuch in die Pigmentmessung und nur der überwiegende Teil des Untersuchungsmaterials bestand aus Kotballen (Nelson, 1989). Meyerhöfer (1994) hat versucht, das Problem der Kontamination mit Algen zu umgehen, indem die lebenden Tiere gespült wurden. Dieses schließt jedoch nicht aus, daß doch Phytoplankton in den Versuchsansatz transferiert wurde. Andererseits zeigt dieser Autor auch, daß Karotenoide in Kotballen selektiv stärker abgebaut werden als Chlorophylle. Weiterhin wurde gezeigt, daß eine Verminderung des Nahrungsangebotes mit einer erhöhten Karotenoidzerstörung einhergeht (Meyerhöfer, 1994). Das heißt, daß der Karotenoidabbau extrem von der Konzentration der angebotenen Nahrung abhängt. Diese Hypothese läßt sich allerdings anhand der Daten von Head und Harris (1994) nicht bestätigen.

In der vorliegenden Untersuchung wurden Karotenoide lediglich in den sedimentierten Ostracoden-Kotballen gefunden. Hier wurden auch die höchsten Chl *a*-Werte aller Kotballen gefunden. Fucoxanthiol wurde in den Sinkstoffen der BI-2-Verankerung, in den sedimentierten Ostracoden-Kotballen, in den frischen Kotballen von Appendicularien und Euphausiaceen sowie in den Salpen der ANT X/6-Expedition gefunden. Dort fanden sich auch z.T. die als 19'-Hex.- und Fuco.-Derivate bezeichneten Pigmente. In den sedimentierten Kotballen der Appendicularien und Euphausiaceen konnten Karotenoide bzw. deren Derivate nicht eindeutig nachgewiesen werden. Für Appendicularien konnte gezeigt werden, daß die Ursache nicht die Menge der untersuchten Kotballen war (Abb. 4.56). In den Sinkstoffen des Ostgrönlandstrom wurden ebenfalls keine Karotenoid-Derivate gefunden. Da offensichtlich keine direkte Konvertierung dieser Marker in die entsprechenden Alkohole erfolgt, liegen die anfallenden Abbauprodukte meist unter der Nachweisgrenze oder sind tatsächlich nicht in den Proben vorhanden. Zusätzlich wurde durch die Abbauprobe in dieser Arbeit belegt, daß Karotenoide

generell einem stärkeren Abbau als Chl *a* und Chl *b* unterliegen (s. Diskussion Abschnitt 5.1.3). Trotz hoher 19'-Hex.-Konzentrationen in dem suspendierten Material in der Wassersäule im Mai wurde dieser Marker nicht in den Sinkstoffen der BI-2-Verankerung gefunden. Daher ist von einer schlechten Überlieferung dieses Markers auszugehen. Es wurde hier zwar ein 19'-Hex.-Derivat bestimmt; dieses hatte jedoch die höchsten Sedimentationsraten in den unteren Fallen (1840 und 1950 m) und nicht, wie zu erwarten gewesen wäre, in der 610 m-Falle. Diese Beobachtung wurde auch im Schwarzen Meer gemacht, wo aufgrund der anoxischen Bedingungen eine extrem hohe Überlieferung fast aller Pigmente in und unterhalb der Chemokline gefunden wurde. Der Marker 19'-Hex. war dort zwar im suspendierten Material der euphotischen Zone ausreichend vorhanden, wurde aber nicht in den Sinkstoffen gefunden (Repeta und Simpson, 1991).

Damit fügen sich die Ergebnisse dieser Arbeit in die bisherigen Arbeiten ein, wonach Karotenoide und deren Derivate nicht sehr stabil sind, und somit als Marker für den Freßdruck von Zooplankton in Sinkstoffen nur bedingt aussagekräftig sind. Eine Bestimmung der Karotenoide in ganzen Zooplanktonorganismen erlaubt dagegen eine gute Einschätzung der Nahrungsgrundlagen oder des selektiven "Fressens". Damit können auch Umsatzraten des Freßdruckes besser bestimmt werden (Kleppel und Pieper, 1984; Kleppel *et al.*, 1988; Kleppel, 1988, 1993; Meyer-Harms, 1996). Auch liefert die von Landry and Hassett (1982) eingeführte "Serial Dilution"-Methode zur Bestimmung des Mikrozooplankton-Freßdruckes, durchgeführt mit HPLC-Pigmentmessungen, einen guten Eindruck über die Nahrungspräferenzen heterotrophen Mikrozooplanktons und die Umsatzraten dieser Organismen (Burkill *et al.*, 1987; Antia, 1991; Strom und Welschmeyer, 1991; Welschmeyer *et al.*, 1991; McManus und Ederington-Cantrell, 1992).

Für die quantitative und qualitative Beschreibung von Prozessen in der Wassersäule sind Karotenoide und ihre Derivate nicht geeignet, da der Abbau in der Wassersäule zu schnell erfolgt. So konnten selbst bei Untersuchungen des Peru-Auftriebsgebiets, mit hohen Phytoplanktonkonzentrationen in der Wassersäule, nur ein relativ geringer Teil des Ursprungsignals in Form von Fuco., Fucoxanthiol sowie weiteren Fuco.-Derivaten in den Sinkstoffen bestimmt werden (Repeta und Gagosian, 1983; 1984). In den Sedimenten waren auch die Abbauprodukte kaum mehr überliefert (Repeta und Gagosian, 1987; Repeta, 1989). Eine weitere Transformation dieser Pigmente in Substanzen mit einem leichteren Molekulargewicht (u.a. Loliolide) wurde dort gefunden; diese sind jedoch über die gewöhnlich verwendete HPLC-Pigmentmessung nicht mehr nachzuweisen. Eine geringe Überlieferung von Karotenoiden konnte auch in weiteren Untersuchungen an Meeressedimenten belegt werden (Baker und Louda, 1982; Furlong, 1986; Bianchi *et al.*, 1996).

Abschließend kann gesagt werden, daß der **Abbau von Chl *a*, Phaeopigmenten** und einzelnen **Markerkarotinoiden** durch Alterung und durch den Einfluß herbivorer Organismen sehr variabel ist. Daher erscheint eine Budgetierung der entsprechenden Pigmente sehr fragwürdig.

Andererseits erlaubt die Bestimmung der Pigmente sehr gute qualitative Aussagen über die meisten, wichtigsten Phytoplanktongruppen eines pelagischen Systems sowie über die Frische des sedimentierten Materials. Auch jahreszeitliche Muster hoher Sedimentation von frischem bzw. durch Mesozooplankton verändertem Material können belegt werden. Da die Chlorophyll-Abbauprodukte und Chl *b* offensichtlich stabiler als die meisten Karotenoide und deren Abbauprodukte sind, würde eine genauere Bestimmung dieser Abbauprodukte eine zusätzliche Möglichkeit bieten, spezifischere Marker als Phorb. *a* für Zooplanktonfraß, die vorherige Sedimentationgeschichte, usw. zu erhalten. Hierzu wären weitere gezielte Experimente mit unterschiedlichen Phytoplankton- und Zooplankton-Organismen und eine chemische Analyse der gefundenen Stoffgruppen notwendig. Durch moderne Methoden, wie eine gekoppelte HPLC-Massenspektrometrische Messung werden zur Identifizierung dieser Pigmente nur noch geringe Probenmengen benötigt, so daß für die Zukunft eine bessere Zuordnung einzelner Abbauprodukte zu erwarten ist.

5.2. Pelagische Untersuchung ANT X/6

5.2.1 Phytoplanktonbiomasse-Entwicklung im östlichen Teil des Südatlantiks

In der Antarktis werden erhöhte Phytoplanktonbiomassen in den hochproduktiven Schelf- und Insel-Regionen gefunden (Treguér und Jacques, 1992; Sullivan *et al.*, 1993). Weiterhin wurde vermutet, daß in der Antarktis schmelzendes Packeis immer mit einer Phytoplanktonblüte gekoppelt ist (Sullivan *et al.*, 1988), da durch die Eisschmelze eine stabile Oberflächenschicht ausgebildet werden kann. Dies ist Voraussetzung für die Bildung einer Phytoplanktonblüte in Eisrandregionen (Mitchell und Holm-Hansen, 1991; Sakshaug *et al.*, 1991b). Während der 6-wöchigen Untersuchung im östlichen Sektor des Südatlantiks (ANT X/6) konnte eine Eisschmelze (Veth *et al.*, 1997) und ein Eisrandrückzug nach Süden (van Franeker, 1994) beobachtet werden. Die Phytoplanktonbiomasse im südlichen Antarktischen Zirkumpolar Strom (AZS) blieb mit 10 bis 15 mg Chl *a* m⁻² jedoch konstant und es konnte **keine** Ausbildung einer **Eisrandblüte** über den gesamten Untersuchungszeitraum dokumentiert werden (vergl. Abschnitt 4.2.1).

Grund für dieses Ausbleiben könnte der starke Windeinfluß im Untersuchungsgebiet sein, der die Ausbildung einer stabilen Oberflächenschichtung trotz geringeren Salzgehaltes ($S = 33.90$) verhinderte (Veth *et al.*, 1997). Weitere Ursache für die geringe Phytoplanktonbiomasse im südlichen AZS könnte der starke Freßdruck von Salpen sein (Bathmann *et al.*, 1997; Dubischar und Bathmann, 1997), die in dieser Region in Schwärmen auftraten (Bathmann, 1994). Schließlich könnten auch die vergleichsweise geringen Konzentrationen von Eisen im südlichen AZS eine Rolle bei der Verhinderung von Phytoplanktonblüten in dieser Region spielen (De Baar *et al.*, 1995).

Der einzige leichte Anstieg der Phytoplanktonbiomasse südlich der Polarfrontenregion (PFR) wurde im AZS-Weddell-Wirbel Randbereich (57-58°S) gefunden. In dieser Region spielen zwei günstige physikalische Voraussetzungen eine Rolle: (1) das Zurückweichen des Eisrandes, was potentiell zu einer stabilen Wasserschichtung führen kann, und (2) die Frontenregion zwischen dem AZS und dem Weddell-Wirbel, in der es zu einer Stabilisierung der Wassersäule sowie zu einem lokalen Auftrieb kommen kann (Veth *et al.*, 1997). Der hier gefundene Anstieg der Biomasse dürfte durch die günstigen Umweltfaktoren in dieser Frontenzone bedingt sein (vergl. Strass, 1992). Eine ähnliche Beobachtung wurde von Bianchi *et al.* (1992) in der Region der Weddell Scotia Konfluenz gemacht. Auch hier war der "Fronteneffekt" wichtiger für den Aufbau der Phytoplanktonblüte als das Schmelzen des Eises. Bei der - parallel - durchgeführten UK-JGOFS-Expedition (November/Dezember 1992) in der Bellinghausen See wurde eine Phytoplanktonblüte in der Nähe der PEZ gefunden. Diese wurde aber ebenfalls nicht auf den Einfluß der Eisschmelze, sondern auf die Existenz einer ozeanischen Front (bei 85°W), die mit dem Eisrand zusammenfiel, zurückgeführt (Turner und Owens, 1995). Damit kann die bisher vertretene Hypothese, daß entlang des zurückweichenden Eisrandes *immer* Phytoplankton-

blüten entstehen (Sullivan *et al.*, 1988) aufgrund der vorliegenden Biomassenbestimmung nicht bestätigt werden.

Ein Aufbau von **Phytoplanktonblüten** wurde in der PFr gefunden, belegt durch den Anstieg des Chl *a* (60 m integrierte Werte) von 28 mg Chl *a* m⁻² (Mitte Oktober) auf maximal 92 mg Chl *a* m⁻² (20. November). Die in der PFr gefundenen Phytoplanktonblüten im November 1992 stehen im Gegensatz zu Satellitendaten aus dieser Region für 1978 bis 1986, die Monatsmittelwerte von 0.2 bis 0.6 mg Chl *a* m⁻³ zeigten. Diese Mittelwerte, auf 60 m-Integrationstiefe umgerechnet, ergeben lediglich 12 bis 36 mg Chl *a* m⁻² (Comiso *et al.*, 1993). Phytoplanktonbiomassen, die in der gleichen Größenordnung liegen (0.3 mg Chl *a* m⁻³) wurden von Bidigare *et al.* (1986) im späten Sommer 1984 bestimmt, während Laubscher *et al.* (1993) in Oberflächenproben ebenfalls Biomasseakkumulationen von 2 mg Chl *a* m⁻³ für den Sommer 1990 zeigten. In beiden Untersuchungen, ebenso wie in der Vorliegenden, wurde eine deutlich höhere Biomasseakkumulation in der PFr im Vergleich zum angrenzenden Teil des AZS beobachtet.

Am Ende der vorliegenden Untersuchung (23. November) wurden in der PFr maximal 277 mg Chl *a* m⁻² für 100 m-integrierte Werte bestimmt (Bathmann *et al.*, 1997). Die in Bathmann *et al.* (1997) angegebenen "Standing Stocks" des Chl *a* liegen aufgrund der unterschiedlichen Integrationstiefen und der verschiedenen Methoden (fluorometrisch / HPLC, vergleiche Abschnitt 5.1.1) höher als in dieser Arbeit. Die Unterschiede in den Chl *a*-Konzentrationen zwischen Bathmann *et al.* (1997) und der vorliegenden Arbeit ändern aber nichts an den grundsätzlichen Befunden, da die relativen Chl *a*-Verteilungsmuster vergleichbar sind. Insgesamt sind die hohen Phytoplanktonbiomassen, ebenso wie die Primärproduktion von bis zu 3 g C m⁻² Tag⁻¹ (Jochem *et al.*, 1995), in der PFr für offene Ozeanregionen ausgesprochen hoch.

Die hohen Biomasseakkumulationen bis in 100 m Tiefe auf einigen Stationen während des letzten Transektes (vergl. Abschnitt 4.2.4; Abb. 4.5) weisen auf einen starken, abwärts gerichteten, Transport autotroph gebildeten Materials in der PFr hin. Diese Material bestand überwiegend aus Diatomeen, angezeigt durch den Marker Fuco. (Abb. 4.6). Damit stellt die Polarfront im Bereich des östlichen Teils des Südatlantiks vermutlich ein starkes Exportsystem für Kohlenstoff dar, wie bereits von Treguér und Jacques (1992) postuliert wurde. Der hohe Export in dieser Region, insbesondere von Diatomeen, wird weiterhin durch eine starke Deposition von biogenem Silikat in Sedimenten südlich der Front bestätigt (DeMaster *et al.*, 1991).

Zusammenfassend konnte mit den über HPLC-Pigmentmessungen bestimmten Chl *a*-Konzentrationen auf sechs Transekten entlang des 6°W-Meridians die Entwicklung einer Phytoplanktonblüte in der PFr dokumentiert werden. Im Gegensatz dazu blieben die Phytoplanktonbiomassen im südlichen AZS trotz Eisschmelze gering. Ein leichter Biomasseanstieg im Bereich der AWG wurde ebenfalls auf die für Phytoplankton günstigen Wachstumsbedingungen in Frontensystemen zurückgeführt.

5.2.2 Zusammensetzung des Phytoplanktons und biologische Umsetzungsprozesse in der PFr

In der hier durchgeführten Studie konnte durch die Pigmentmessungen eine **Sukzession** der Phytoplanktongemeinschaft in den unterschiedlichen Wassermassen belegt werden. Als Integrationstiefe wurde in dieser Arbeit für alle Stationen eine Tiefe von 60 m gewählt, da sie im Durchschnitt der Mächtigkeit der winddurchmischten Schicht entsprach (Veth *et al.*, 1997). Dadurch kann eine Anpassung der Algen an unterschiedliche Lichtbedingungen ausgeschlossen werden und es ist eine Vergleichbarkeit der verschiedenen hydrographischen Regionen gewährleistet (s. auch Abschnitt 4.2.1 und 5.1.2).

Die PFr, die prinzipiell ein konvergentes Frontensystem darstellt (Lütjeharms *et al.*, 1985), wies eine komplexe Hydrographie mit unterschiedlichen "Bändern" von Wasser und Mäandern sowie eine starke Wirbelbildung auf (Veth *et al.*, 1997). Dieses spiegelt sich auch in den vertikalen Pigmentmustern des Transekt 11 wider, in denen einzelne "Bänder" (bis 100 m tief) von Fucoxanthin unterschiedlichen Diatomeen-Arten zugeordnet werden können (Abb. 4.6). Im Süden der PFr ist *Fragilariopsis kerguelensis* bestandsbildend, während im Norden des Untersuchungsgebietes *Corethron criophilum* die dominante Art ist (Bathmann *et al.*, 1997). Bei 48°S befindet sich dann eine Mischung dieser beiden Arten und zusätzlich *C. criophilum* var. *inerme*. Prinzipiell kann also von drei räumlich unterscheidbaren Blüten innerhalb der PFr gesprochen werden. Der Anteil der Diatomeen an der Phytoplanktonzusammensetzung war zu Beginn der Untersuchung mit durchschnittlich 60 % bereits hoch und stieg dann auf über 80 % (Abb. 4.3). Die große Bedeutung von Diatomeen in der PFr des östlichen Atlantiksektors des südlichen Ozeans wurde bereits von Laubscher *et al.* (1993) und Bidigare *et al.* (1986) belegt.

Nach Claustre (1994) liefern Diatomeen, und weniger autotrophe Dinoflagellaten, häufig einen hohen Anteil an der **Neuen Produktion** in ozeanischen Regionen (s. auch Dugdale und Wilkerson, 1992; Goldman, 1993). Aus dem daraus von Claustre (1994) eingeführten Pigmentindex (f_{pig}), der als das Verhältnis der integrierten Konzentrationen von Peri. und Fuco. zu der Summe aller diagnostischen Pigmente der Phytoplanktongemeinschaft definiert ist, kann eine Aussage über das Verhältnis von Neuer zur Gesamtproduktion getroffen werden. Dieser ist vergleichbar mit dem als Verhältnis von Neuer zu ^{14}C bestimmten Primärproduktion bekannten "f-Ratio" (Eppley, 1989). Das Verhältnis liegt zwischen 0 und 1 und kann 0.8 in Auftriebsgebieten betragen. Sogenannte "HNLC"-Regionen (High Nutrients Low Chlorophyll), wie Bereiche aus der Antarktis, sind durch ein Verhältnis von ca. 0.4 charakterisiert (Dugdale und Wilkerson, 1992). Abb. 5.1 a₁₋₃ zeigt die f_{pig} -Verhältnisse für die verschiedenen Transekte. Bereits zu Beginn der Untersuchung war der Anteil der Neuen Produktion in der PFr höher als in den angrenzenden Wassermassen (Abb. 5.1 a₁). Der Anteil der Neuen Produktion stieg in der PFr während Tr. 5/6 weiter an (Abb. 5.1 a₂), um dann während Tr. 11 fast in der ganzen Region auf ca. 0.8 anzusteigen (Abb. 5.1 a₃).

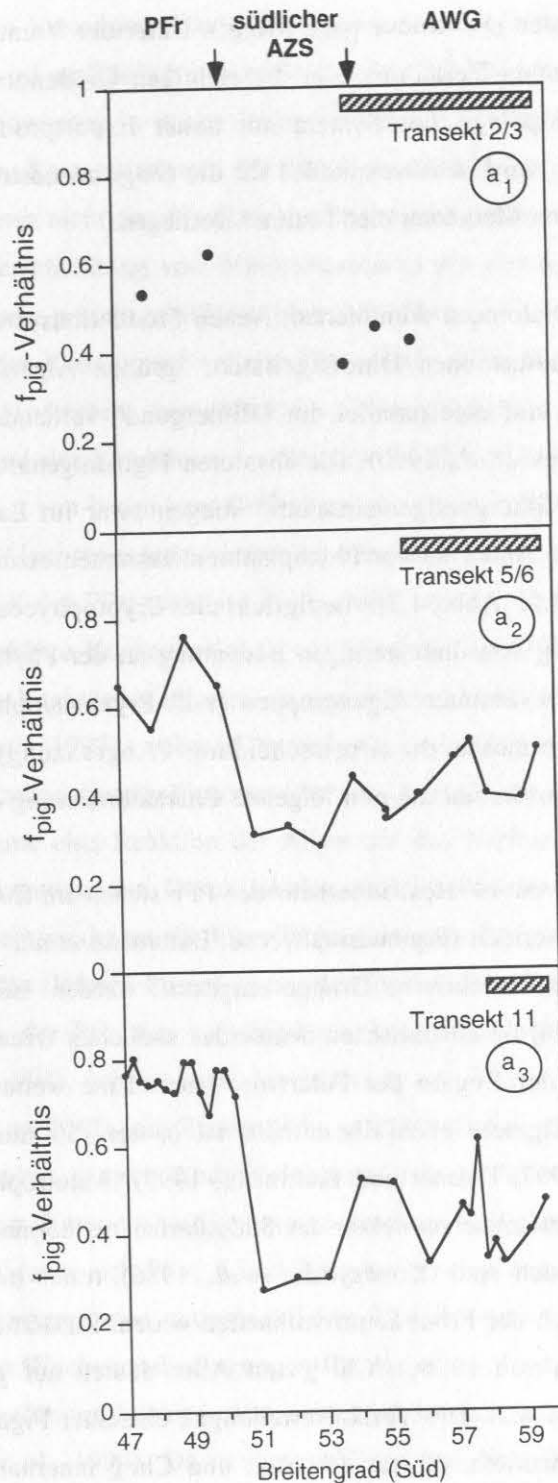


Abb. 5.1: Pigmentindex (f_{pig}) für a₁) Tr. 2/3, a₂) Tr. 5/6 und a₃) Tr. 11 der ANT X/6-Expedition. Weitere Erläuterungen s. Text.

Damit ist der Anteil der Neuen Produktion in der PFr mit dem von Auftriebs-Gebieten vergleichbar (Dugdale und Wilkerson, 1992). Da die tatsächlich gemessenen "f-Ratios" nicht veröffentlicht sind, kann kein direkter Vergleich dieser unterschiedlichen Methoden durchgeführt werden. Tendenziell wurden jedoch höhere "f-Ratios" in der PFr im Vergleich

zum südlichen AZS gefunden (W. Koeve pers. Mittg.). Unter der Voraussetzung, daß die über den Pigmentindex bestimmten Verhältnisse in der richtigen Größenordnung sind, handelt es sich bei der PFr um ein pelagisches System mit hoher Exportproduktion. Eine kritische Beurteilung der f_{pig} -Ratios wird in Abschnitt 5.4 für die Ostgrönlandstromstudie durchgeführt, da bei der Studie von beiden Methoden die "f-ratios" vorliegen.

Neben diesem, durch Diatomeen dominierten, Neuen Produktionssystem, deuten die Präsenz von Prymnesiophyceen, autotrophen Dinoflagellaten, "grünen Algen", Pelagophyceen und Cryptophyceen in der PFr auf eine parallel, im "Hintergrund" vorhandene, mehr regenerierte Gemeinschaft hin (Smetacek *et al.*, 1990). Die absoluten Pigmentgehalte der einzelnen Phytoplanktongruppen dieser "Hintergrundgemeinschaft" stiegen zwar im Laufe der Untersuchung (Abb. 4.2); der prozentuale Anteil an der Phytoplanktonzusammensetzung änderte sich jedoch kaum (vergl. Abschnitt 4.2; Abb. 4.3). Lediglich die Cryptophyceen verdoppelten ihren Biomasseanteil. Unabhängig von ihrer geringen Bedeutung an der Phytoplanktongemeinschaft kann über das Auftreten bestimmter Algengruppen (z.B. Prymnesiophyceen, bestimmt über 19'-Hex.) in einer Wassermasse die Unterscheidung (Abgrenzung) von Wasserkörpern durchgeführt werden. Hierauf beruht die nun folgende Charakterisierung der **unterschiedlichen Wassermassen**.

Die steilen Gradienten von 19'-Hex. innerhalb der PFr stehen im Zusammenhang mit dem Auftreten von Coccolithophoriden (Prymnesiophyceae, Bathmann *et al.*, 1997), die nach Brown und Yoder (1994) eher als subarktische Gruppe eingestuft werden. Einen ähnlichen Befund machten Wright *et al.* (1996) im australischen Sektor des südlichen Ozeans, wo *E. huxleyi* ihre südlichste Begrenzung in der Region der Polarfront hatte. Eine weitere Prymnesiophyceae, *Phaeocystis*, die dieses Pigment ebenfalls enthält, ist in der PFr nur von untergeordneter Bedeutung (Becquevort, 1997; Detmer und Bathmann, 1997). Autotrophe Dinoflagellaten mit dem Marker Peri., die im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres normalerweise hauptsächlich nördlich der Front angesiedelt sind (Kopczynska *et al.*, 1986), traten hier am stärksten in der PFr auf, während sie südlich der Front kaum vorhanden waren. Zusätzliche starke Variationen in den integrierten Werten von 19'-but, Chl *b* und Allo. deuten auf große Heterogenitäten innerhalb der PFr hin (Abb. 4.2). Die Verikalverteilungen einzelner Pigmente zeigen ebenfalls bestimmte Konzentrationsmaxima, die für 19'-Hex. und Chl *b* innerhalb der PFr eher in den oberen 50 m der Wassersäule vorhanden waren, während sie bei Fuco. und Chl *a* bis in 100 m Tiefe reichten. Andererseits wurden lokale Tiefenmaxima von 19'-Hex.- und Chl *b*-Konzentrationen südlich der PFr zwischen 60 und 100 m gefunden (Abb. 4.7, 4.8). Ursache könnte eine laterale Advektion des Wassers sein, bei der die Ursprungspopulationen nach unten gedrückt wurden und Prymnesiophyceen und "grüne Algen" einen gewissen Selektionsvorteil gegenüber den Diatomeen haben, die im Bereich der PFr massenhaft absinken. Denkbar wären auch abgeschnürte Wirbel, die sich südwärts bewegen (Gouretski und Danilov, 1994). Insgesamt

deuten die angetroffenen Verteilungen auf die Existenz unterschiedlicher Wassermassen in der PFr hin. Dieser Punkt wird ausführlich in Abschnitt von 5.2.5 diskutiert.

Der Einfluß der Konvergenz in dieser Front wird durch die Tiefenverteilungen von Chl a und Fuco. mit erhöhten Konzentrationen bis 100 m deutlich (Abb. 4.5, 4.6). Die Biomasseverteilung reflektiert somit nicht ausschließlich das Dichtefeld (Veth *et al.*, 1997), sondern zeigt, daß die Über- und Unterschichtung von Wassermassen in der PFr in bestimmten Regionen zu einem vertikalen Transport primär gebildeten Materials führt.

Die Auswirkungen der Konvergenz auf das Phytoplankton in dieser Frontenregion spiegelt sich auch in dem Auftreten verschiedener Phaeopigmente wider, deren höchste Konzentrationen während der Expedition im Bereich der PFr gemessen wurden. Hierbei sind **Phyt. a** und **Pyrophyt. a** von besonderer Bedeutung, die - wie in Abschnitt 5.1.4 beschrieben - u.a. als Indikator für Algenseneszenz verwendet werden können. Beide Pigmente akkumulierten im südlichen Teil der PFr; während Phyt. a dort von der Oberfläche bis in 200 m vorhanden war, reichten erhöhte Konzentrationen von Pyrophyt. a nur bis maximal 120 m. Phyt. a wurde hauptsächlich in Regionen gefunden, in denen ein Absinken von Wassermassen beobachtet wurde (Veth *et al.*, 1997), während Pyrophyt. a in bandartigen Strukturen in der Nähe der jeweiligen Chl a-Maxima anzutreffen war (Abb. 4.12, 4.13). Es ist wahrscheinlich, daß das Auftreten dieser Pigmente eine Reaktion der Algen auf das Verfrachten in Regionen mit verschlechterten Lichtbedingungen ist. Durch lokalen Auftrieb könnten dann ehemals nach unten verfrachtete Populationen wieder an die Oberfläche gelangen. Das erklärt, warum diese Marker nicht ausschließlich in den tieferen Regionen angetroffen wurden. Experimente mit angereichertem Phytoplankton aus der PFr, das verschieden schnell abgedunkelt und wieder beleuchtet wurde (Peeken *et al.*, 1994), zeigten eine Anreicherung von Phyt. a und Pyrophyt. a während der Experimentdauer von 20 Tagen (Daten nicht gezeigt). Dabei stiegen die Konzentrationen von Phyt. a und Pyrophyt. a nach Abdunkelung an. Dieser Anstieg hielt insbesondere für Pyrophyt. a in einigen Versuchsansätzen trotz erneuter Belichtung weiter an. Auch bei Dauerlichtversuchen bildeten sich Phyt. a und Pyrophyt. a, aber erst am Ende der Experimente, als auch die Chl a-Konzentrationen extrem abfielen. Ursache war vermutlich eine Nährsalzerschöpfung, wodurch die Wachstumsbedingungen für die Algen drastisch verschlechtert wurden, wie die parallel durchgeführten höchsten Bakterienproduktionen zum Ende dieser Experimente bestätigten (Peeken *et al.*, 1994). Da in diesen Versuchen *Fragilariopsis kerguelensis* die bestandsbildende Art war und Phyt. a und Pyrophyt. a beide in der Blüte dieser Phytoplanktonart in der Region bei 50°S akkumulieren, kann davon ausgegangen werden, daß Phyt. a und Pyrophyt. a den "schlechten" physiologischen Zustand von *Fragilariopsis kerguelensis* widerspiegeln. Diese Vermutung wird gestützt durch die Beobachtung, daß die höchsten biogenen P*Si*-Konzentrationen von den höchsten Chl a-Konzentrationen entkoppelt waren, andererseits aber eine positive Korrelation zwischen biogenem P*Si* und Pyrophyt. a in der PFr vorlag (Quéguiner *et al.*, 1997).

Da die räumlich heterogenen Konzentrationen von Phyt. a und Pyrophyt. a nicht von einer räumlichen Heterogenität in der Verteilung des Mikrozooplanktons begleitet war (Becquevort, 1997; Klaas, 1997), ist eine Bildung dieser Marker durch Mikrozooplanktonfraß unwahrscheinlich. Auch eine Entstehung als Beiprodukt des Mesozooplankton-Fraßes kann in der vorliegenden Untersuchung ausgeschlossen werden, da die Pigmente dann einen parallelen Verlauf zu Phorb. a zeigen müßten. Dieses war jedoch nicht der Fall. Auch wenn Phyt. a und Pyrophyt. a unterschiedlichen Bildungsprozessen unterliegen (vergl. Abschnitt 5.1.4), kann davon ausgegangen werden, daß sie den schlechten physiologischen Zustand von Phytoplankton, insbesondere der Diatomeen, auf einigen Stationen innerhalb der PFr anzeigten. Damit liegen in der PFr einzelne Regionen mit optimalen Wachstumsbedingungen für Phytoplankton eng neben suboptimalen Bedingungen für das Phytoplankton.

Das Chlid a ist ein Marker für Seneszenz bzw. das Ende von Phytoplanktonblüten. Im Norden der PFr, wo *Corethron criophilum* die dominanteste Art war, trat Chlid a in hohen Konzentrationen auf. Die Problematik dieses Markers ist ausführlich in Abschnitt 5.1.4 diskutiert. In der vorliegenden Untersuchung konnte ein Zusammenhang zwischen diesem Marker und dem Prozeß der Gametenbildung (Crawford, 1995) von *Corethron criophilum* gefunden werden. Die höchsten Chlid a-Konzentrationen korrelieren dabei mit den höchsten *Corethron criophilum*-Abundanzen (Bathmann *et al.*, 1997), und nicht mit den gesamten bestimmten Diatomeen in der PFr. Daraus ergibt sich folgende Erklärung für die Anreicherung dieses Markers: Bei der Bildung der männlichen Gameten (Spermatoziden) bleiben die Restprotoplasten mit den darin enthaltenen Chloroplasten zurück und degenerieren (van den Hoek *et al.*, 1993, S. 123). Übrig bleiben leere Silikatgehäuse, die in der vorliegenden Untersuchung auch ausschließlich in Wasserkörpern unterhalb der hohen Chlid a-Konzentrationen angetroffen wurden (R. Scharek, AWI, pers. Mittg.). Das Chlid a kann in den degenerierten Restprotoplasten entstehen, oder vor der Gametenbildung durch den aktiven Chl a-Abbau mit Hilfe des Enzymes Chlorophyllase gebildet werden und damit der internen Wiederverwendung von Nährstoffen, wie N, P, S, Mg und K, dienen (Matile *et al.*, 1989).

Die starke Anreicherung dieses Markers im nördlichen Teil der PFr ist vermutlich auf die vertikale Advektion, verursacht durch die ageostrophischen Stömungen, zurückzuführen (Veth *et al.*, 1997). Hierdurch wird Phytoplankton von optimalen Wachstumsbedingungen in den Auftriebsregionen in suboptimale Bedingungen in den Abtriebsregionen verfrachtet. Allgemein wird in Fronten die Zufuhr von neuen Nährstoffen in den Auftriebsbereichen als Grund für die erhöhte Phytoplanktonproduktion angenommen (Franks, 1992). Da in der PFr die Konzentrationen der Nährstoffe (z.B. Nitrat $23 \mu\text{mol l}^{-1}$) jedoch hoch sind (Bakker *et al.*, 1994), ist im vorliegenden Fall die höhere Stabilisierung der Oberflächenschicht (Veth *et al.*, 1997) für die optimalen Wachstumsbedingungen des Phytoplanktons verantwortlich. In Abtriebsregionen herrschen suboptimale Bedingungen für das Phytoplankton, die es veranlassen können, die Blüte zu stoppen und mit der sexuellen Reproduktion zu beginnen (Crawford, 1995). Diese Situation spiegelt sich dann in dem verstärkten Auftreten des Markers Chlid a wider. Zu einem

ähnlichen Schluß kommen Crawford und Hinze (1997), die anhand der Größenverteilung der Valven von *Corethron criophilum* zeigten, daß sich die Veränderungen der Größenzusammensetzungen in den unterschiedlichen Tiefen über zwei Tage an der gleichen geographischen Position nicht biologisch erklären lassen, sondern hydrographisch bedingt sein müssen.

In der vorliegenden Untersuchung können somit die hohen Chl *a*-Konzentrationen in der PFr mit der sexuellen Reproduktion von *Corethron criophilum* erklärt werden und sollten nicht auf ein Artefakt der Probenaufbereitung (vergl. Abschnitt 5.1.4) zurückzuführen sein.

Neben der höchsten Phytoplanktonbiomasse wurden in der PFr auch die höchsten Konzentrationen von **Phorb. *a*** und **Pyrophorb. *a*** gefunden, die als Indikatorpigmente für Fraß von Mesozooplankton gelten (vergl. Abschnitt 5.1.4). Die absoluten Konzentrationen waren allerdings mit ca. 40 µg l⁻¹ für Phorb. *a* (Abb. 4.10) und ca. 8 µg l⁻¹ für Pyrophorb. *a* (Abb. 4.11) um Größenordnungen kleiner als die Chl *a*-Konzentrationen in der PFr (Abb. 4.5; 1250 µg l⁻¹). Bei Pyrophorb. *a* waren darüber hinaus die Unterschiede in den Konzentrationen und zwischen den verschiedenen Wassermassen (PFr und südlich der Front) nicht so stark ausgeprägt (Abb. 4.11, 4.14). Die Anreicherung dieser Pigmente in der PFr deckt sich mit den höchsten Mesozooplanktonabundanzen und -Biomassen in dieser Region (Franz und Gonzalez, 1997). Da aber Phorb. *a* die höheren Konzentrationen in der PFr und ein ähnliches vertikales Verteilungsmuster wie Chl *a* hatte, während das Pyrophorb. *a*-Verteilungsmuster von Chl *a* entkoppelt war und geringere Konzentrationen zeigte, ist die Bildung dieser beiden Pigmente durch unterschiedliche Zooplanktongruppen zu vermuten.

Insgesamt weisen die integrierten Werte für Phorb. *a* und Pyrophorb. *a*, die - im Gegensatz zur Chl *a* Entwicklung - kaum eine Zunahme über die Zeit zeigten, auf einen geringen Einfluß des Mesozooplankton auf die Entwicklung der Phytoplanktonblüte hin. Ähnliche Befunde wurden von Dubischar und Bathmann (1997) gemacht, die Freßraten des Mesozooplanktons an der Primärproduktion mit maximal 3.7 % bestimmten. Andererseits würde bei der Annahme dieses Wegfraßes des Mesozooplanktons an der Primärproduktion und einer 70 %tigen Konvertierung von Chl *a* in Phorb. *a* (Downs und Lorenzen, 1985; Downs, 1989, zur Problematik dieser Annahme s. Abschnitt 5.1.4) auf Transekt 11 nur ca. 21 % des gemessenen Phorb. *a* durch diesen Freßdruck erklärt werden. Dies bedeutet, daß insgesamt ca. 16 % der täglichen Primärproduktion umgesetzt worden wären. Da das in großen Mengen vorkommende Mikrozooplankton in der PFr (Becquevort, 1997; Klaas, 1997) kein Phorb. *a* bei dem Freßvorgang bildet (Strom, 1993), kann die Diskrepanz durch Fraß dieser Organismengruppe nicht erklärt werden. Neue Untersuchungen zeigen jedoch, daß bisher kaum beachtete, kleine calanoide und cyclopide Copepoden (0.8-2mm) in extrem hohen Abundanzen (10.000-15.000 Ind. m⁻³) in der PFr vorhanden sind (C. Dubischar, AWI, pers. Mittg.). Die tägliche Kohlenstoffaufnahme dieser kleinen Copepoden beträgt ca. 2 bis 28 % des eigenen Körperkohlenstoffes, also ca. 1 µg C pro Tier und Tag (Metz, 1996). Da im Vergleich dazu die in die Berechnung des Freßdruckes von Dubischar und Bathmann (1997) mit einbezogenen calanoiden Copepoden der

Größenklasse > 2 mm nur mit ca. 100 bis 1000 Ind. m^{-3} vorhanden waren, könnte durch den Freßdruck der kleinen Copepoden ein Teil der gefundenen Phorb. α -Konzentrationen in der PFr erklärt werden. Allerdings wurden solche Ermittlungen der Freßaktivitäten nicht im Rahmen der vorliegenden Studien unternommen.

Ebenfalls hohe Freßraten der Copepoden an der Primärproduktion (50 %) wurden von Schnack *et al.* (1985) in der Bransfield-Straße mit Hilfe von Respirationsmessungen bestimmt. Diese hohen Werte wurden allerdings nur in Regionen mit geringen Phytoplanktonbiomassen gefunden, während bei hohen Phytoplanktonbeständen die Freßrate 0.6 % der Primärproduktion betrug. Da in der vorliegenden Untersuchung ebenfalls hohe Phytoplanktonbiomassen vorhanden waren, ist die errechnete Freßrate von 16 % an der Primärproduktion als zu hoch einzustufen. Eine Akkumulation von Phorb. α in der Wassersäule kann daher nicht ausgeschlossen werden.

Andererseits liegen die von Dubischar und Bathmann (1997) mit der Magenfluoreszenz-Methode bestimmten Freßraten des Mesozooplanktons an der Primärproduktion vermutlich zu niedrig, da sich hieraus nicht die hohen Eiproduktionsraten innerhalb der PFr (Fransz und Gonzalez, 1997) erklären lassen. Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, daß Mesozooplankton seinen Nahrungsbedarf durch andere Nahrungsquellen als Phytoplankton decken kann.

Da zwischen Transekt 5/6 und 11 die Konzentration des Mesozooplanktons in der PFr anstieg (Fransz und Gonzalez, 1997), die integrierten Phorb. α - und Pyrophorb. α -Werte jedoch keine wesentlichen Veränderungen zwischen beiden Transekten zeigten (Abb. 4.14), müssen weitere Faktoren bei der Überlieferung des Phaeopigmentsignales in der Wassersäule eine Rolle spielen. Unter der Annahme, daß die Zunahme der Mesozooplankton-Konzentrationen mit einer Zunahme der Gesamtfreßrate einhergeht, wäre die Konstanz der Phaeopigmente nur zu erklären, wenn diese durch andere Prozesse in gleichem Maße auch wieder abgebaut würden. Coprophagie der Kotballen durch die Organismen ist ein solcher Prozeß (Bathmann *et al.*, 1987; Noji *et al.*, 1991) und in der PFr anzunehmen. So wurden z.B. bei einem der wichtigen Copepoden (*Rincalanus gigas*) in der PFr in Laborexperimenten keine Kotballen gefunden (Dubischar und Bathmann, 1997). Von einer weiteren in der PFr dominanten Copepodenart, *Oithona similis*, wurde Partikelfraß dokumentiert und es ist bekannt, daß *Oithona* selektiv die Kotballen anderer Copepoden frißt (González und Smetacek, 1994). Daher sollte der Prozeß der Coprophagie in der PFr zu einer mangelnden Überlieferung des Phorb. α - und Pyrophorb. α -Signales während Transekt 11 geführt haben.

Da die Verlustraten bzw. die Akkumulation von Phorb. α und Pyrophorb. α in der PFr nicht genau bestimmt werden können, liefern deren Konzentrationen nur ein qualitatives Maß für den Freßdruck in diesem pelagischen System; quantitative Abschätzungen des tatsächlichen Freßdruckes sind nicht möglich. Andererseits wird aus der Verhältnisbildung von Phorb. α zu Chl α deutlich, daß der relative Anteil des Freßdruckes in der PFr deutlich höher gewesen sein muß als in den angrenzenden Gebieten des südlichen AZS.

5.2.3 Zusammensetzung des Phytoplanktons und biologische Umsetzungsprozesse in dem AZS und dem AWG

Im Gegensatz zur PFr konnte im südlichen AZS (50°30'S - 55°00'S) sowie dem AWG und Weddell-Wirbel (südlich von 58°S) keine Entwicklung einer Phytoplanktonblüte beobachtet werden. Die Phytoplanktongemeinschaft in dieser Region war überwiegend von folgenden **Flagellaten** dominiert: Prymnesiophyceen (vornehmlich *Phaeocystis*, Becquevort, 1997; Detmer und Bathmann, 1997), "grünen Algen", Cryptophyceen und, von geringerer Bedeutung, Pelagophyceen (Abb. 4.3). Die Primärproduktion war mit ca. 0.3 g C m⁻² d⁻¹ deutlich niedriger als in der PFr, dafür waren, obwohl hier das Pico- und Nanoplankton den größten Anteil der Primärproduzenten ausmachte, die Assimilationszahlen in beiden Regionen vergleichbar und stiegen im Laufe der Untersuchung sogar noch an (Jochem *et al.*, 1995).

Im Gegensatz zur PFr waren in diesen Wassermassen hauptsächlich pennate Diatomeen (<20 µm) bestandsbildend. Im direkten Einflußbereich der AZS-Weddell-Wirbel-Front nahm die aus dem Eis stammende Diatomee *Nitzschia closterium* zu (Bathmann *et al.*, 1997). Eine weitere, aus dem Eis stammende Diatomee, *N. prolongatoides*, hatte dagegen wesentlich höhere Abundanzen zwischen 54°S und 56°S (Veth *et al.*, 1997); einer Region, in der auch in dieser Untersuchung mittels Pigmentmarkern ein leichter Anstieg des Diatomeenanteils am Gesamtphytoplankton gefunden wurde. Außer im Frontenbereich des AZS-Weddell-Wirbels (57°S - 58°S) und dem deutlichen Rückgang der Cryptophyceen zwischen Tr. 5/6 und Tr.11, wurden in diesen Meeresgebieten keine wesentliche Veränderung der Phytoplanktongemeinschaft beobachtet. Der Anstieg des Diatomeenanteils am Phytoplankton im Frontenbereich des AZS-Weddell-Wirbels ging mit einer geringfügig höheren Phytoplanktonbiomasse einher. Dies könnte als Indiz für eine "Frontblüte" unter Schmelzwassereinfluß (vergleiche. Abschnitt 5.2.1) interpretiert werden, deren Höhepunkt später im Jahr (austral Sommer) gelegen haben könnte. Daß auch an der AZS-Weddell-Wirbel-Front eine komplexe Hydrographie mit sich vermischenden Wassermassen vorhanden war (Veth *et al.*, 1997), kann aus der sich stark verändernden Phytoplanktonzusammensetzung auf kleinstem Raum (15 nautische Meilen) geschlossen werden (vorliegende Arbeit und Veth *et al.*, 1997). Zwischen 57°15'S und 57°30'S fand ein Wechsel zwischen einer Diatomeen-dominierten Phytoplanktongemeinschaft zu einer durch "grüne Algen", Prymnesiophyceen und Cryptophyceen dominierten Gemeinschaft statt (Abb. 4.3). Ein Beleg für diesen Wechsel über die gesamte Wassersäule waren die "bandartigen" Strukturen des Chl *b* mit einem lokalen Minimum bei 57°15'S und daran anschließendem lokalen Maximum bei 57°30'S (Abb. 4.8).

Der hohe Anteil von **Chl *b*-tragenden Organismen**, der im südlichen AZS festgestellt wurde, steht im Gegensatz zu der Untersuchung von Bidigare *et al.* (1986). Dort wurden für den Südhemisphären-Sommer 1984 in derselben Region nur vernachlässigbare Konzentrationen dieses Markers beschrieben. Weltweit konnte die Wichtigkeit von Chl *b*-tragenden Organismen mit

Hilfe der HPLC-Technik nachgewiesen werden (z.B. Ondrusek *et al.*, 1991; Williams und Claustre, 1991; Buma *et al.*, 1992; Barlow *et al.*, 1993b; Claustre *et al.*, 1994). Chl *b* kommt im marinen Bereich bei Chlorophyceen (Hager und Stransky, 1970a; Hooks *et al.*, 1988), Prasinophyceen (Buma *et al.*, 1992), Micromonadophyceen (Fawley, 1992) und Divinyl Chl *b* in dem marinen Prokaryoten *Prochlorococcus marinus* (Prochlorophyceen, Chisholm *et al.*, 1992) vor. Das Vorkommen der letzten Gruppe kann im Untersuchungsgebiet wegen deren Beschränkung auf tropische und temperierte Gewässer ausgeschlossen werden (s. auch Abschnitt 5.1.2). Weiterhin wurde bei parallel zu dieser Untersuchung durchgeführten Messungen mit einem Flow-Zytometer keine Anzeichen für diese Prokaryoten gefunden (Detmer, 1995).

Chl *b*-tragende Eukaryonten wurden bisher im Südpolarmeer gefunden (s.u.); bis auf einige Ausnahmen galt jedoch ihr Anteil an den dortigen Phytoplanktongemeinschaften als vernachlässigbar. Das hier verwendete Berechnungsschema (vergl. Abschnitt 5.1.2) für die Umrechnungsfaktoren ergab zwar einen etwas geringeren Umrechnungsfaktor für die "grünen Algen" als in Peecken (1997) beschrieben. Trotzdem macht diese Gruppe zwischen 10 % und 30 % der Phytoplanktongemeinschaft aus. Daher soll im folgenden diskutiert werden, welcher Chlorophyceae-Klasse sie zuzuordnen sind, welche atypischen Pigmentsignale mit ihnen verbunden sind und womit ihr Vorkommen gekoppelt ist.

Im südlichen Ozean wurden bisher im Bereich der Pack Eis Zone (PEZ) des Weddell-Meeres und der Gerlach-Straße die Prasinophyceen *Pyraminomonas* (Bird und Karl, 1991; Buma *et al.*, 1992) und die Micromonadophyceen *Micromonas* (Buma *et al.*, 1992) und *Mantoniella* (Marchant *et al.*, 1989) gefunden. Die Micromonadophyceen besitzen neben Chl *b* auch Prasi.; da aber die integrierten Konzentrationen von Prasi. während des gesamten Untersuchungszeitraumes sehr gering waren (Abb. 4.2 h₁-h₃), können die über diesen Marker identifizierten Algen (Micromonadophyceen) nur einen geringen Anteil des Chl *b*-Signals erklären.

Eine weitere Chl *b*-tragende Alge, die Prasinophyceae *Pyraminomonas*, die kein Prasi. enthält, aber dafür bekannt ist, ausgeprägte Blüten im Bereich der Antarktis (Gerlach-Straße) zu bilden (Bird und Karl, 1991), kann ebenfalls nicht für die Chl *b*-Konzentrationen verantwortlich sein, da sie bei mikroskopischen Analysen während Transekt 11 weniger als 1 % der autotrophen Flagellaten ausmachte (Becquevort *et al.*, 1994). Damit liegt in der vorliegenden Untersuchung ein vergleichbarer Befund vor, der auch von Buma *et al.* (1992) in der Weddell Scotia Konfluenz gemacht wurde. Dort lagen ebenfalls die gefundenen Chl *b*-Konzentrationen wesentlich höher als durch Zellzählungen von *Pyraminomonas* erklärbar war. Mit 15 bis 25 % an der Phytoplanktonbiomasse hat diese Gruppe ebenfalls einen beachtlichen Anteil an der Phytoplanktongemeinschaft und liegt damit in der gleichen Größenordnung, die auch hier bestimmt wurde.

Weitere neuere Untersuchungen der Pigmentzusammensetzung mit HPLC in der Bellingshausen See (Barlow *et al.*, 1995b) und vor der westlichen Spitze der antarktischen Halbinsel (Prezelin *et al.*, 1992a) sowie Langzeitanalysen in der Nähe der Palmer Station (Prezelin *et al.*,

1992b) zeigten, daß Chl *b*-tragende Organismen einen bedeutenden Anteil an der Phytoplanktonbiomasse in antarktischen Gewässern haben können und bisher unterschätzt wurden.

Die plausibelste **Erklärung** für die relativ hohen **Chl *b*-Konzentrationen** in der vorliegenden Untersuchung ist die Präsenz von sogenannten "*Chlorella*-ä hn l." Organismen (Klassifizierung s. Johnson und Sieburth, 1982), da sie dem Verteilungsmuster der hier als "grünen Algen" beschriebenen Organismen in allen untersuchten hydrographischen Regionen folgen (Detmer und Bathmann, 1997). Gerade weil das Picoplankton ($< 2 \mu\text{m}$) im südlichen AZS und AWG dominant war, und die "*Chlorella*-ä hn l." Organismen das autotrophe Pico- und Nanophytoplankton dominierten (Detmer und Bathmann, 1997), kann geschlossen werden, daß Chl *b* in den "*Chlorella*-ä hn l." Organismen der Chlorophyceae präsent ist.

Ungewöhnlich in der vorliegenden Studie sind die relativ geringen Konzentrationen des Chlorophyceae-spezifischen Markers Lut. (Hager und Stransky, 1970a). Bei den durchgeführten Messungen kam es zur Koelution von Lut. mit Zeax. (vergl. Abschnitt 4.1 und 5.1.2). Absorptionsspektren dieses Peaks sowie die mikroskopischen Analysen (Bathmann *et al.*, 1997) und Flow-Zytometer Messungen (Detmer und Bathmann, 1997) zeigten aber nur im Bereich der PFr die Existenz von Cyanobakterien an. Deshalb sollte dieser Peak in den Chromatogrammen von Proben südlich der PFr hauptsächlich durch Lut. gebildet sein. Diese Annahme konnte nicht durch die Absorptionsspektren bestätigt werden, da die Konzentrationen im Bereich des Detektionslimits lagen. Selbst wenn dieser Peak bei allen Proben dem Lut. zugeordnet wird, konnte keine Korrelation zwischen Chl *b* und Lut. hergestellt werden. Dies führt zu der Annahme, daß Chl *b*-tragende Algen dieses Pigment nicht immer in hohen Konzentrationen besitzen. Da dieses Pigment prinzipiell eine Lichtschutzfunktion besitzt (Grumbach und Lichtenthaler, 1982), kann angenommen werden, daß dessen Bildung in einer Region mit tiefer Durchmischung, wie dem südlichen AZS (Veth *et al.*, 1997), von geringer ökologischer Bedeutung ist. Diese Vermutung wird durch HPLC-Pigmentmessungen aus der Bellingshausen See bestätigt, in denen ebenfalls Chl *b*, aber kaum Lut., bestimmt wurde (R. Barlow, Plymouth, pers. Mittg.).

Da die höchsten Akkumulationen der "grünen Algen" hauptsächlich nördlich des zurückweichenden Eisrandes gefunden wurden, liegt die Vermutung nahe, daß diese Algen aus dem Eis stammen und in früheren Untersuchungen übersehen wurden. Der Anteil der Chl *b*-Konzentrationen im Eis ist im Vergleich zu den anderen Markerpigmenten gering (Abb. 4.16). Die absoluten Konzentrationen von Chl *b* sind jedoch so hoch (Abb. 4.15), daß die entsprechenden Algen als "Saatpopulation" für das Phytoplankton dienen könnten. Es würde allerdings im Vergleich zu den anderen Algen ein überproportionaler Selektionsvorteil dieser Organismengruppe resultieren. Andererseits war im südlichen AZS eine tiefe Durchmischung der Wassersäule vorhanden (Veth *et al.*, 1997) und der Stabilitätsindex war wesentlich geringer (Jochem *et al.*, 1995). Nach Morel und Bricaud (1981) hat das Picoplankton eine bessere

Lichtaufnahmekapazität, so daß bei starker vertikaler Durchmischung der Wassersäule tatsächlich ein Selektionsvorteil gegenüber anderem Phytoplankton vorliegt.

In früheren Arbeiten wurden Chlorophyten (*Chlamydomonas*) und Prasinophyten (*Pyraminomonas*, *Mantoniella*) im Meereis gefunden (McFadden *et al.*, 1982; Marchant *et al.*, 1989; Palmisano und Garrison, 1993) sowie Markerpigmente für diese Gruppen bestimmt (McConville, 1985). Wie bereits erwähnt, können die Prasinophyten nicht ursächlich für das Chl *b*-Signal sein. In der Schneebedeckung von Eiskernen wurde die Schneeealge *Chlamydomonas* gefunden (Hoham, 1980), die in der vorliegenden Untersuchung eine Erklärung für die relativ hohen Konzentrationen des Chl *b* im Schneeis sein könnte (Abb. 4.15). Ihre Anwesenheit würde aber nicht das Chl *b* in der Wassersäule erklären, da diese Alge vermutlich durch den osmotischen Gradienten (Süßwasser im Eis gegenüber Meerwasser) zerstört wird. Darüber hinaus wurde diese Alge auch mikroskopisch nicht nachgewiesen (Detmer und Bathmann, 1997). Deshalb müssen andere Chl *b*-tragende Algen im Eis vorhanden sein, die als "Saatpopulation" dienen können. Da leider keine Flow-Cytometer Proben von Eiskernen untersucht wurden, kann nur spekuliert werden, ob die als "*Chlorella*-ähnl." bezeichneten Organismen im Eis vorkommen.

Insgesamt ist ein Zusammenhang zwischen Chl *b*-tragenden Organismen im Eis und in der Wassersäule wahrscheinlich, da inzwischen neuere Untersuchungen mit HPLC-Pigmentmessungen in der Bellingshausen See ebenfalls bestätigen, daß Chl *b* in den beprobten Eiskernen vorhanden war und mit z.T. hohen Konzentrationen von Chl *b* in der Wassersäule der PEZ gekoppelt war (Barlow *et al.*, 1995b).

Auch wenn keine abschließende genaue Einordnung des Chl *b*-Signales erfolgen kann, bilden Chl *b*-enthaltene Organismen, die nicht zu den Prasinophyceen gehören, in antarktischen Gewässern einen nicht zu vernachlässigenden Anteil an der Phytoplanktonbiomasse, der in bisherigen Untersuchungen weitgehend übersehen wurde. Vermutlich ist die Präsenz dieser Algen von dem zurückweichenden Eis beeinflusst. Es sollten daher weitere Studien zur Identität (Elektronenmikroskopie, s. Throndsen, 1993) und zu speziellen Umwelthanpassungen dieser Organismen durchgeführt werden.

Im Gegensatz zu anderen Untersuchungen in der Anarktis, bei denen Algen der Gattung *Phaeocystis* große Bestände bildeten (Buma *et al.*, 1990; Savidge *et al.*, 1995; Stoecker *et al.*, 1995; DiTullio und Smith, 1996), wurde in der vorliegenden Untersuchung ein geringer Anteil von *Phaeocystis* an der Phytoplanktongemeinschaft des südlichen AZS festgestellt (vorliegende Untersuchung und Becquevort, 1997; Detmer und Bathmann, 1997). Geringfügig höhere Konzentrationen des Prymnesiophyceen-Markers 19'-Hex. wurden direkt unter dem Eis gefunden (Abb. 4.7). Dieser leichte Anstieg der Prymnesiophyceen ist aber nicht vergleichbar mit den monospezifischen Blüten, die in anderen Regionen für die PEZ beschrieben wurden (Buck und Garrison, 1983; Garrison und Buck, 1985; Palmisano *et al.*, 1986; von Bodungen *et*

al., 1988; Mathot *et al.*, 1991; Davidson und Marchant, 1992; Baumann *et al.*, 1994). Dies könnte durch den geringen Anteil dieser Algen, dokumentiert anhand von 19'-Hex., in den Eiskernen, erklärt werden (Abb. 4.16). Während in der Brauneis-Schicht der "Brauneisblöcke" (St. 870) kaum 19'-Hex. gefunden wurde, sind in den Stationen südlich von 57°45'S z.T. höhere Konzentrationen von 19'-Hex. in den Eiskernen vorhanden, so daß der geringe Anstieg von 19'-Hex. in dieser Region eventuell auf die höheren *Phaeocystis*-Bestände im Eis zurückgeführt werden kann. Andererseits müssen hohe *Phaeocystis*-Bestände in der Wassersäule nicht unbedingt mit einer starken Präsenz dieser Organismen im Eis verknüpft sein, wie Untersuchungen von Eiskernen und der Wassersäule in der Weddell-See zeigten. Hier wurden ebenfalls nur geringe Anteile von *Phaeocystis* im Eis bestimmt, während diese Algen einen bedeutenden Anteil am Phytoplankton einnahmen (Mathot *et al.*, 1991). Eine mögliche Erklärung für die geringen Bestände von *Phaeocystis* hier, im Vergleich zur Weddell-See, könnte der relativ geringe Krillbestand in dem vorliegenden Untersuchungsgebiet sein; Krill wurde nur sporadisch und in geringen Abundanzen im Packeis beobachtet. Diese Organismen können beim Fressen Partikel selektieren (Quetin und Ross, 1985; Riebesell *et al.*, 1989), so daß bei der Eisschmelze ein selektiver Fraßdruck auf die reiche Diatomeenflora erfolgt, während Picoplankton, wie *Phaeocystis*, als Saatpopulation zurückbleibt und anschließend Blüten ausbilden kann (Mathot *et al.*, 1991; Kopczynska, 1992). Auf der Expedition, die der ANT X/6 folgte, wurden dagegen etwas weiter östlich *Phaeocystis*-Blüten im Bereich der AZS-Weddell-Wirbel Grenze beobachtet (Baumann *et al.*, 1994). Somit ist belegt, daß diese Algen grundsätzlich auch in dieser Region Blüten ausbilden können.

Pelagophyceen zeigten in der vorliegenden Untersuchung über die Zeit kaum Veränderungen im Bestand und können deshalb, wie in Booth and Marchant (1987) vorgeschlagen, als typische "Hintergrund"-Gemeinschaft in antarktischen Gewässern zu bezeichnet werden. Im Gegensatz dazu waren bei den **Cryptophyceen** ausgeprägte Schwankungen über die Zeit zu beobachten. Es traten allerdings auch bei diesen Algen keine monospezifischen Blüten auf, wie sie aus der PEZ der westlichen Weddell-See und der Gerlach-Straße bekannt sind (Buma *et al.*, 1992; Vernet, 1992). Trotzdem ist die Verdoppelung der Biomasse der Cryptophyceen in beiden Frontenregionen während Tr.11, zusammen mit der Abnahme im südlichen AZS, ein interessantes Phänomen. Das räumliche Verteilungsmuster dieser Gruppe entspricht den in Detmer und Bathmann (1997) als "unidentifizierte Zellen" eingestuft Organismen und es ist wahrscheinlich, daß es sich bei diesen Zellen um Cryptophyceen handelt. Detmer und Bathmann (1997) vermuten, daß es sich bei den von ihnen gefundenen Partikeln um Fragmente von Kotpartikeln von Salpen handelt, die ein Cryptophyceen-Signal enthalten. Da die Abundanz dieser Algen im südlichen AZS zwischen Tr. 5/6 und Tr. 11 abnahm (Abb. 4.3), kann angenommen werden, daß Cryptophyceen selektiv von Salpen gefressen wurden. Dies wird durch Freßexperimente in der Gerlach-Straße bestätigt, wo tatsächlich eine Bevorzugung von Cryptophyceen durch die Salpen festgestellt wurde (M. Vernet, SCRIPPS, pers.

Mittg.). In der vorliegenden Untersuchung konnte darüber hinaus eine 3 bis 5-fache Anreicherung dieses Markers gegenüber Fuco. und Fucothiol bzw. Chl *a* und Phaeopigmenten in den Salpendärmen im Vergleich zur Wassersäule festgestellt werden. Welche Ursachen für diese Selektion verantwortlich sind, kann jedoch nicht abschließend beurteilt werden.

Über Freßexperimente mit Salpen während der vorliegenden Expedition (ANT X/6) konnte bestimmt werden, daß Salpen in der Lage waren, über 100 % der Primärproduktion des Phytoplanktons im südlichen AZS zu fressen (Dubischar und Bathmann, 1997). Auch wenn sie aufgrund ihres Schwarmverhaltens nur lokal von Bedeutung sind (Huntley *et al.*, 1989), ist davon auszugehen, daß sie vermutlich einen gravierenden Einfluß auf die Bestände des Phytoplanktons bzw. die Entwicklung von Phytoplanktonblüten im südlichen AZS ausüben. Das hohe Filtrationspotential von Phytoplankton durch **Salpen** wird auch durch die in der vorliegenden Untersuchung durchgeführten HPLC-Pigmentmessungen an den Darminhalten der Salpen bestätigt, in denen das intakte Chl *a* mit $0.2 \mu\text{g Tier}^{-1}$ den durchschnittlichen Wassersäulen-Konzentrationen entsprach. Darüberhinaus fanden sich aber noch hohe Phaeopigmentgehalte in den Därmen der Salpen, die zusammengefaßt $2.2 \mu\text{g Tier}^{-1}$ ausmachten (Abb. 4.48 a) und damit den potentiellen Freßdruck dieser Organismen belegen. Anhand der Phorb. *a*- und Pyrophorb. *a*-Konzentrationen konnte dieser starke Freßdruck im Bereich des südlichen AZS jedoch nicht belegt werden. Ursache ist, daß die Kotballen der Salpen in der Wassersäule zu schnell absinken, um über suspendiertes Material in Wasserproben erfaßt werden zu können. Das Auftreten in Schwärmen erschwert weiterhin die Erfassung der Phaeopigment-signale. Daher ist es zufallsbedingt, wenn hohe Konzentrationen von Phorb. *a* und Pyrophorb. *a* (wie in Abb. 4.10, 4.11) im südlichen AZS während der Expedition überhaupt gefunden werden. Diese Marker sind daher zur Erfassung des Salpengrazings ungeeignet.

Zusätzlich zu den bekannten Phaeopigmenten wurden in den Salpendärmen nicht quantifizierte Phaeopigmente und die bisher nicht bekannten **Chl-ähnl. Pigmente** mit Absorptionsmaxima um 695 nm (Abb. 4.48 b) gefunden. Chl-ähnl. Pigmente wurden ebenfalls in anderen Salpen (Californien) beschrieben (Downs, 1989), und in der vorliegenden Untersuchung in Kotballen von einem anderen pelagischen Tunicaten - den Appendicularien - im Europäischen Nordmeer bestimmt. Dieser Marker sollte daher in der Regel von pelagischen Tunicaten gebildet werden. Da Kotballen der Salpen zu schnell aussinken, um im suspendierten Material erfaßt zu werden, besitzen diese Chl-ähnl. Pigmente das Potential, eine Abschätzung der Bedeutung von Salpen für den Partikelfuß und den Transport von Kohlenstoff in sedimentiertem Material bestimmen zu können. Derartige Abschätzungen könnten helfen, den Einfluß dieser schwarmbildenden Organismen auf das Phytoplankton zu quantifizieren.

Die gefundenen **Phorb. a**-Konzentrationen waren im südlichen AZS im Vergleich zur PFr gering (Abb. 4.10 b). Ein leichter Anstieg war im Bereich des AZS-Weddell-Wirbel-Grenze (AWG) zu verzeichnen. Die geringen Phorb. *a*-Konzentrationen im südlicher AZS stimmen mit den dort gefundenen geringen Abundanzen des Mesozooplanktons überein. Hier hielten sich

darüber hinaus die meisten Organismen in Tiefen > 200 m auf (Fransz und Gonzalez, 1997). Daher liegen auch keine Abschätzungen über den Freßdruck des Mesozooplanktons für dieses Gebiet vor. Im Bereich des AWG wurde ein erneuter Anstieg des Mesozooplankton beobachtet (Fransz und Gonzalez, 1997). Der Einfluß des Mesozooplanktons auf das Phytoplankton war mit maximal 1.6 % Fraß an der Primärproduktion noch geringer als in der PFr (Dubischar und Bathmann, 1997). Auch in dieser Region läßt sich mit diesem Fraßdruck nicht das gemessene Phorb. a erklären. Unter den in Abschnitt 5.2.2 gemachten Annahmen zur Umrechnung der Freßraten in Phaeopigmentkonzentrationen können nur 10 % des gemessenen Phorb. a durch Mesozooplanktonfraß erklärt werden. Ob in dieser Region nun eine Unterschätzung der tatsächlichen Freßdruckraten auf die Primärproduktion vorliegt, oder die über Phorb. a-Konzentrationen berechneten Freßraten unrealistisch hoch sind, kann nicht abschließend beurteilt werden (vergl. auch Abschnitt 5.2.2).

Pyrophorb. a-Konzentrationen wiesen im Gegensatz zu Phorb. a nicht so starke Unterschiede zwischen der PFr und dem südlicher AZS auf; während Transekt 5/6 waren die integrierten Konzentrationen im Bereich des AWG sogar am höchsten (Abb. 4.14 c). Diese Beobachtung kann vermutlich auf das fleckenhafte Vorhandensein von Krill unter dem Eis zurückgeführt werden. Messungen an Kotballen von arktischen Euphausiaceen haben gezeigt (s. Abschnitt 4.5.5), daß Euphausiaceen einen vergleichsweise hohen Anteil von Pyrophorb. a an den Gesamtchlorinen in den Kotballen produzierten. Krill wurde auf dem Transekt 5/6 vereinzelt an "Brauneisblöcken" beobachtet (Dubischar und Bathmann, 1997).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Phorb. a-Konzentrationen eine gute Übereinstimmung mit den untersuchten Mesozooplanktonbeständen zeigten. Quantitative Abschätzungen des Freßdruckes sind darüber jedoch nicht möglich. Daher kann es nur als qualitativer Marker für den Freßdruck des Mesozooplankton verwendet werden. Im Gegensatz dazu scheint die Bildung von Pyrophorb. a nicht ausschließlich an das Mesozooplankton gekoppelt zu sein. Weitere Untersuchungen über die Bildung dieses Markers wären vor seiner Verwendung erforderlich.

In dem Bereich der PEZ traten als weitere Phaeopigmente die auf Algenseneszenz hindeutenden Marker **Chlid a**, **Phyt. a** und **Pyrophyt. a** auf. Chlid a war mit höchsten Konzentrationen zwischen 20 bis 60 m in der Wassersäule vorhanden. Da es mit bis zu $5 \mu\text{g l Eis}^{-1}$ im braunen Eis gemessen wurde, könnte dieses eine Erklärung für die erhöhten Chlid a-Konzentrationen im Bereich des Eisrandes sein. R. Barlow (Plymouth, pers. Mittg.) fand ebenfalls erhöhte Chlid a-Konzentrationen in Eiskernen und in der Eisrandregion der Bellingshausen-See. Ob dieses eine Reaktion der Algen auf die starken Salzgehaltsschwankungen innerhalb des Eises (in Salzlaugenkanälen usw.) und beim Schmelzprozeß ist, kann nicht abschließend beurteilt werden. Die Erhöhungen von Chlid a-Konzentrationen in bestimmten Regionen (PFr, PEZ) zeigen deutlich, daß dieser Marker bestimmten

physiologischen Reaktionen der Algen, wie sexueller Reproduktion und "Zustand" der im Eis befindlichen Algen, zugeordnet werden kann und somit kein Artefakt darstellt.

Da die Phyt. *a* und Pyrophyt. *a*-Konzentrationen in den Eiskernen sehr gering waren, wurden diese Pigmente vermutlich in der Wassersäule gebildet. Die Vertikalverteilungen zeigen weiterhin Unterschiede zwischen den beiden Pigmenten: erhöhte Pyrophyt. *a*-Konzentrationen in dem nördlichen Teil der AZS-Weddell-Wirbel Front (< 60 m), während Phyt. *a* hier, wie auch in der PFr, vorwiegend in Tiefen > 60 m vorhanden war. Dieser Sachverhalt deutet auch an dieser Front auf unterschiedliche Bildungsprozesse dieser beiden Marker hin. Da aber beide Pigmente verstärkt im Frontenbereich auftraten, liegt es nahe, daß hier eine Reaktion der Algen auf die komplexen hydrographischen Bedingungen in der Front vorliegt (Veth *et al.*, 1997), durch welche die Algen in für sie ungünstige Lichtbedingungen verfrachtet wurden (s. auch Abschnitt 5.2.2). Zusätzlich könnte in dem Bereich des Eisrandes ein Prozeß des "Herausfallens" von Algenaggregaten aus dem Eis (Riebesell *et al.*, 1991) zu einem Abbau von Chl *a* in den Aggregaten führen. Daraus folgend kann es zu einer Bildung von Phyt. *a* und Pyrophyt. *a* in der Wassersäule kommen. Auch wenn die genauen Bildungsprozesse dieser Pigmente in den Frontensystemen zur Zeit noch nicht genau erklärt werden können, wird aus den vorliegenden Ergebnissen deutlich, daß ein Zusammenhang zwischen Frontensystemen und erhöhten Phyt. *a*- und Pyrophyt. *a*-Konzentrationen in der Wassersäule besteht.

5.2.4 Zusammensetzung der Eisalpengemeinschaften und biologische Umsetzungsprozesse im Eis; Vergleich zu suspendiertem Material

In der Anarktis bildet Meereis ein großes Habitat, mit einer maximalen Eisbedeckung von $> 20 \times 10^6$ km² im australen Winter und $< 4 \times 10^6$ km² im Sommer (Garrison, 1991). Daraus folgt, daß der überwiegende Teil der Eismassen aus einjährigem Eis besteht. Nach Garrison (1991) kann die Eisregion in eine Zone aus Landfesteis und frei schwebendem Packeis unterteilt werden. Das Landfesteis befindet sich dabei angrenzend an den Kontinent in den flacheren Regionen, während sich das Packeis bis über die Tiefsee ausdehnt.

Bei der Bildung von Meereis werden verschiedene Stufen durchlaufen, die sich in den unterschiedlichen Texturen der Eiskerne widerspiegeln. Zu Beginn der Eisbildung entstehen kleine Eiskristalle, die als Eisbrei aufschwimmen und dann zu Pfannkucheneis zusammenfrieren, aus denen dann die Eisschollen gebildet werden (Spindler, 1990; Horner *et al.*, 1992). Das so gebildete Eis wird Körncheneis genannt. Diese relativ geschlossene Eisdecke vermindert den Wärmeaustausch zwischen Wasser und Atmosphäre, so daß das Eis langsamer wächst und säulenartige Kristalle an der Unterseite der Eisschollen gebildet werden (Spindler, 1990; Horner *et al.*, 1992). Hierbei spricht man dann von Säuleneis. Durch Wind- und Wellenbewegungen können Eisschollen kollidieren und gegeneinander aufgeschoben werden, so daß die beschriebenen Texturen auch als Mischsignal in den Eiskernen vorhanden sein können (Eicken *et al.*, 1991b;

Horner *et al.*, 1992). Bei den untersuchten Eisproben war eine deutliche Strukturierung der Eiskerne nur auf St. 866 zu erkennen (s. Tab. 3.1). Aus dem Wechsel von Säulen und Körncheneis kann geschlossen werden, daß bei der Eisbildung Schollen übereinander geschichtet worden sind (Spindler, 1990).

Durch die HPLC-Pigmentmessungen kann über das Chl *a* die autotrophe Biomasse in den Eisproben bestimmt werden. Dabei kann jedoch nicht unterschieden werden, ob es sich bei den Algen um eisassoziierte, oder um pelagische Formen handelt. Um in dieser Arbeit sprachlich die im Eis auftretenden Algen von dem Phytoplankton der Wassersäule unterscheiden zu können, wird hier der Term "**Eisalgen**" für die jeweils ermittelte autotrophe Biomasse in den unterschiedlichen Eisschichten verwendet.

Die höchsten **Biomasseakkumulationen** der Eisalgen in dem Kern von St. 866 fanden sich unterhalb der Schneefirneis-Schicht (Abb. 4.17 a₁); vermutlich handelt es sich um eine Infiltrationsgemeinschaft. Diese Anreicherung von Eisalgen direkt unter der Schneeschicht kann bei der Eisbildung durch kurzzeitiges Abtauchen der Eisschollen aufgrund ihres hohen Gewichtes oder während der Bildung von Pressrücken entstehen (Horner *et al.*, 1992; Palmisano und Garrison, 1993). Spindler (1994) führt als weitere Möglichkeit das selektive "Herausfiltern" von Algen aus dem umgebenden Wasser durch die sich bildenden Eiskristalle an. Dabei können die Algen als Kondensationskerne für die Eisbildung dienen. Zusätzlich kann die Anreicherung in dieser Schicht durch das Wachstum der Algen bedingt sein, die auch bei geringem Lichtangebot Photosynthese betreiben können (z.B. Kirst und Wiencke, 1995). So konnten Spindler *et al.* (1990) in Eiskernen der Weddell-See eine Zunahme der höchsten Chl *a*-Konzentrationen vom Winter ($49 \mu\text{g Chl } a \text{ l Eis}^{-1}$) über den Frühling ($450 \mu\text{g Chl } a \text{ l Eis}^{-1}$) bis zum Sommer ($2220 \mu\text{g Chl } a \text{ l Eis}^{-1}$) beobachten.

Die gefundene Chl *a*-Konzentration von $13 \mu\text{g l Eis}^{-1}$ (Abb. 4.17 a₁) für die Infiltrationsgemeinschaft in dem Kern (St. 866) ist vergleichsweise gering, da Biomassen zwischen 40 bis $670 \mu\text{g l Eis}^{-1}$ für diese Schicht in den verschiedensten Eiskernen der Antarktis beschrieben wurden (Garrison *et al.*, 1986, sowie Zitate darin). Der gemessene Biomassewert für die "Brauneisblöcke" von Station 870 ($101 \mu\text{g l Eis}^{-1}$; Abb. 4.17 a₃) liegt dagegen in dieser Größenordnung. Da sich die Brauneis-Schichten wie Bänder durch die oberen Teile der geborgenen "Brauneisblöcke" zogen, handelte es sich hier vermutlich ebenfalls um Infiltrationsgemeinschaften. Eine größere Ansammlung von Organismen im Körncheneis, verglichen mit dem Säuleneis (Spindler *et al.*, 1991), wurde auch hier für die Eisalgen gefunden. Eisalgen wiesen in allen beprobten Säuleneis-Schichten geringere Chl *a*-Konzentrationen auf als im Körncheneis (Abb. 4.17 a₁, a₃). Die Ursachen für diese Anreicherung liegen in der Eisbildung, da Körncheneis zuerst gebildet wird und dabei verstärkt Organismen aus der Wassersäule in das Eis einbunden werden (Spindler, 1994). Darüberhinaus hat Körncheneis eine höhere Porosität und bietet einen besseren Lebensraum für die Eisflora- und Fauna (Horner *et al.*, 1992). Die

gefundenen Konzentrationen ($3 - 23 \mu\text{g Chl } a \text{ l Eis}^{-1}$) der Biomassen im Säuleneis, die als interne Gemeinschaft bezeichnet werden (Horner *et al.*, 1992; Palmisano und Garrison, 1993), liegen in der gleichen Größenordnung, die für die Weddell See bestimmt wurde ($3.8 - 77 \mu\text{g Chl } a \text{ l Eis}^{-1}$, Garrison *et al.*, 1986; Eicken *et al.*, 1991b). Eine Anreicherung von Algenbiomasse im unteren Bereich der Eisblöcke/-Kerne, die typisch für antarktisches Landfesteis ist (Garrison *et al.*, 1986; Palmisano und Garrison, 1993, sowie Zitate darin; Archer *et al.*, 1996; McMinn, 1996), und seltener in antarktischem Packeis gefunden wurde (Hoshiai, 1985; Vincent, 1988, Zitate darin; Eicken *et al.*, 1991b), konnte hier nicht beobachtet werden.

Die **Eisalgenpopulationen** wurden auf allen Stationen und in allen Schichten durch eine Dominanz von Diatomeen geprägt; ein Befund der auch in der Weddell-See (Garrison *et al.*, 1986; Garrison und Buck, 1989; Mathot *et al.*, 1991) und angrenzenden Gebieten (Palmisano und Garrison, 1993, sowie Zitate darin) sowie am östlichen Schelf des antarktischen Kontinentes (Archer *et al.*, 1996; McMinn, 1996) beobachtet wurde. Die zweitwichtigste Algengruppe waren die Prymnesiophyceen, die über $19'$ -Hex. in den Eiskernen bestimmt wurden. Die Konzentrationen von $19'$ -Hex. waren jedoch um eine Größenordnung kleiner als die des Diatomeen-Pigmentes Fuco. (vergl. Abschnitt 4.2.7). Bei den Prymnesiophyceen handelt es sich vermutlich um *Phaeocystis pouchetii*, die in Eiskernen der Weddell-See z.T. in großen Beständen gefunden wurden (Garrison und Buck, 1985; Garrison und Buck, 1987). Chl *b*-tragende Organismen wurden zwar in den Schneesichten als wichtige Algengruppe erkannt (Hoham, 1980); sonst wurde ihnen aber keine große Bedeutung innerhalb von Eisalgengemeinschaften beigemessen (z.B. Vincent, 1988; Garrison, 1991). Lediglich McConville (1985) beschreibt im Zusammenhang mit Algenpigmenten, daß der Anteil von Arten der Chlorophyceen und Prasinophyceen zum Ende des Frühlings, bei zunehmender Lichtintensität, im Eis zunimmt. Auch wenn im Vergleich zu Diatomeen der Anteil der jeweiligen Algengruppen an der Eisalgengemeinschaft gering ist, sind die absoluten Pigmentkonzentrationen nicht zu vernachlässigen, da diese Algen als "Saatpopulationen" für das Phytoplankton zur Verfügung stehen.

Ursache für das Fehlen von nackten Flagellaten im Eis -bei gleichzeitiger Dominanz von Diatomeen- in bisherigen Untersuchungen könnten sein, daß häufig die Eisproben direkt aufgetaut wurden und die Algen extrem niedrigen Salzgehalten ausgesetzt waren. Weichschalige Organismen (u.a. Flagellaten) können durch den osmotischen Druckgradienten platzen und nicht mehr nachweisbar sein (Garrison und Buck, 1986). Hartschalige Algen dagegen, wie Diatomeen und thekate autotrophe Dinoflagellaten, blieben erhalten und können mikroskopisch erfaßt werden, da sie resistenter gegenüber osmotischen Druckunterschieden als unbeschaltete Algen sind (Kirst und Wiencke, 1995). Außerdem wurde bei den Untersuchungen von Eisgemeinschaften in früheren Arbeiten vorwiegend die Utermöhlmikroskopie durchgeführt, welche keine genaue Erfassung des Picoplanktons erlaubt.

So ist z.B. eine sichere Erfassung der Chlorophyceen nur elektronenmikroskopisch möglich (Thronsdon, 1993). Lediglich die Chl *b*-tragende Prasinophyceae, *Pyraminomonas gelidicola*,

sowie die Chlorophyceae *Chlamydomonas* wurden bisher in antarktischem Eis isoliert (McFadden *et al.*, 1982; Palmisano und Garrison, 1993). Die auf St. 870 und 919 gefundenen Prasi.-Konzentrationen (vergl. Abschnitt 4.2.7) lassen sich vermutlich auf eine weitere, aus dem Packeis isolierte, Prasinophyceae *Mantoniella*, (Marchant *et al.*, 1989) zurückführen. Da die Konzentrationen aber sehr gering waren, müssen weitere Chl *b*-tragende Gruppen im Eis vertreten sein. Insgesamt ist der relative Anteil des Chl *b* an den Markerpigmenten in den Eisgemeinschaften gering. Bezogen auf Pigmentkonzentrationen sind Chl *b*-tragende Algen die drittwichtigste Gruppe in diesen Eisproben und könnten bei bisherigen Untersuchungen übersehen bzw. in der Gruppe der autotrophen Flagellaten mit erfaßt worden sein (z.B. Garrison und Buck, 1989; Mathot *et al.*, 1991). Die bisher beschriebene Anreicherung von Chlorophyceen im Schneeis (Hoham, 1980 und Zitate darin), konnte hier durch den relativ höchsten Anteil des Chl *b* in dieser Eisschicht bestätigt werden.

Autotrophe Dinoflagellaten, die als dominante Gruppe im Festeis einer Küstengemeinschaft (Archer *et al.*, 1996), aber auch am äußeren Rand des Weddell-Wirbels, als intakte Organismen (Garrison und Buck, 1989; Mathot *et al.*, 1991) oder in Zystenform (Buck *et al.*, 1992) vorkommen, hatten hier einen vernachlässigbaren Anteil an der Eisalngemeinschaft. Von den Pelagophyceen, die in der vorliegenden Untersuchung nur in der Brauneisschicht der "Brauneisblöcke" mit einem etwas höheren Anteil vorkamen, ist bekannt, daß sie als Überwinterungsstrategie Zysten im Eis bilden können (Garrison und Buck, 1989). Diese können jedoch nicht über das Pigmentsignal erfaßt werden und es kommt somit zu einer Unterschätzung dieser Gruppe.

Eine Umrechnung der jeweiligen Markerpigmente aus dem Eis in die entsprechende Eisalgenzusammensetzung wurde nicht durchgeführt, da ein **Vergleich** von typischen Diatomeenindikatoren (Chl c_{1+2} - bzw. Fuco.- zu Chl *a*-Gewichtsverhältnissen) zwischen **Eis-** und **Wassersäulen**-Daten besonders beim **Fuco./Chl *a*-Verhältnis** gezeigt hat, daß höhere Werte im Eis als in der Wassersäule vorliegen (Tab. 5.1).

Tab. 5.1: Mittelwerte und Standardabweichung der Chl c_{1+2} - bzw. Fuco. zu Chl *a*-Verhältnisse aus allen Eisproben und der Wassersäule.

Pigment-verhältnis	Eisproben (N = 9)		Wassersäule (20m; N = 52)	
	Mittelwert	STABW	Mittelwert	STABW
Chl c_{1+2} / Chl <i>a</i>	0.20	0.02	0.16	0.03
Fuco. / Chl <i>a</i>	0.50	0.12	0.29	0.09

Ursache könnte eine Anpassung der Eisalgen an das blau-grüne Licht im Eis sein (Palmisano und Garrison, 1993). Die gefundenen Verhältnisse sind, verglichen mit Robinson und Arrigo (1995) sowie Boczar und Palmisano (1990), die 0.4 bis 0.8 für Chl c_{1+2} und 1.6 bis 3.5 für Fuco. an Plättcheneis- und Säuleneisalgen aus der McMurdo Sund bestimmten,

gering. Barlow *et al.* (1988b) fanden im arktischen Eis der Hudson Bay dagegen für Chl c_{1+2} noch geringere Verhältnisse (0.02-0.07), während die Verhältnisse für Fuco. in der gleichen Größenordnung (0.24-0.45) der hier bestimmten Verhältnisse (Tab. 5.1) lagen. Danach verfügen die Eisalgen über die Möglichkeit, ihr Pigmentbesteck an die entsprechenden Lichtbedingungen anzupassen, wie in einer Studie von Michel *et al.* (1988) über einen Monat im arktischen Eis der Hudson Bay belegt werden konnte. Da diese Veränderungen bisher kaum dokumentiert wurden, sollte auf eine Umrechnung von Markerpigmente in Eisalpengemeinschaften verzichtet werden.

Ein **Vergleich der Pigmentzusammensetzung** von suspendiertem Material aus der **Wassersäule** (20 m) mit den **Eisproben**, der nur für St. 870 und 919 durchgeführt werden konnte, da für St. 866 keine Daten aus der Wassersäule vorlagen, zeigt eine unterschiedliche Zusammensetzung der autotrophen Biomasse für diese beiden Habitate (Abb. 5.2). Insbesondere bei den "Brauneisblöcken", bei denen der Schmelzprozeß bereits stark fortgeschritten war und daher ein Saateffekt der Algen aus dem Eis auf das Phytoplankton zu erwarten gewesen wäre, wurde das fast ausschließlich aus Diatomeen bestehende Pigmentsignal im Eis in der Wassersäule nicht gefunden. Stattdessen befindet sich im suspendierten Material der Wassersäule eine Flagellaten-dominierte Phytoplanktongemeinschaft (ca. 60 %), in der nicht das zweitwichtigste Pigment im Eis (19'-Hex.), sondern Chl b dominiert. Damit kann nur ein bedingter "Saateffekt" der Eisalgen auf das Phytoplankton der Wassersäule belegt werden.

Dieser Befund steht im Gegensatz zu Beobachtungen von Garrison und Buck (1985; 1987) und Garrison *et al.* (1986), die in der Weddell-See annähernd gleiche Zusammensetzungen in der autotrophen Biomasse in der Wassersäule und in dem Packeis fanden. Andererseits fanden Mathot *et al.* (1991) in der gleichen Region (EPOS-Untersuchung) keinerlei Zusammenhang zwischen der Eisgemeinschaft und dem Phytoplankton der angrenzenden Wassersäule. Die Eisalpengemeinschaft war während der EPOS-Expedition, ähnlich wie in der vorliegenden Untersuchung, durch Diatomeen dominiert (65 - 95 %), während in der Wassersäule Flagellaten dominierten und Diatomeen maximal 15 % der Phytoplanktonbiomasse einnahmen. Riebesell *et al.* (1991) konnten während der gleichen EPOS-Expedition belegen, daß gerade Algen aus der internen Eiskerngemeinschaft der Eisproben sehr viel stärker aggregieren als Algen aus der Infiltrationsgemeinschaft und dem Phytoplankton. Durch die Aggregatbildung werden Algen aus internen Schichten nach dem Ausschmelzen zu schnell sinkenden Partikeln, die in der Antarktis hauptsächlich im Frühsommer heraussedimentieren und nicht für den Aufbau von Phytoplanktonblüten zur Verfügung stehen. Dieser Prozeß könnte eine Erklärung für die vergleichsweise geringeren Biomassen am unteren Teil der "Brauneisblöcke" (Abb. 4.17 a₃, Schicht B) im Vergleich zu der Infiltrationsgemeinschaft (Schicht A) in der Brauneisschicht in der vorliegenden Untersuchung sein.

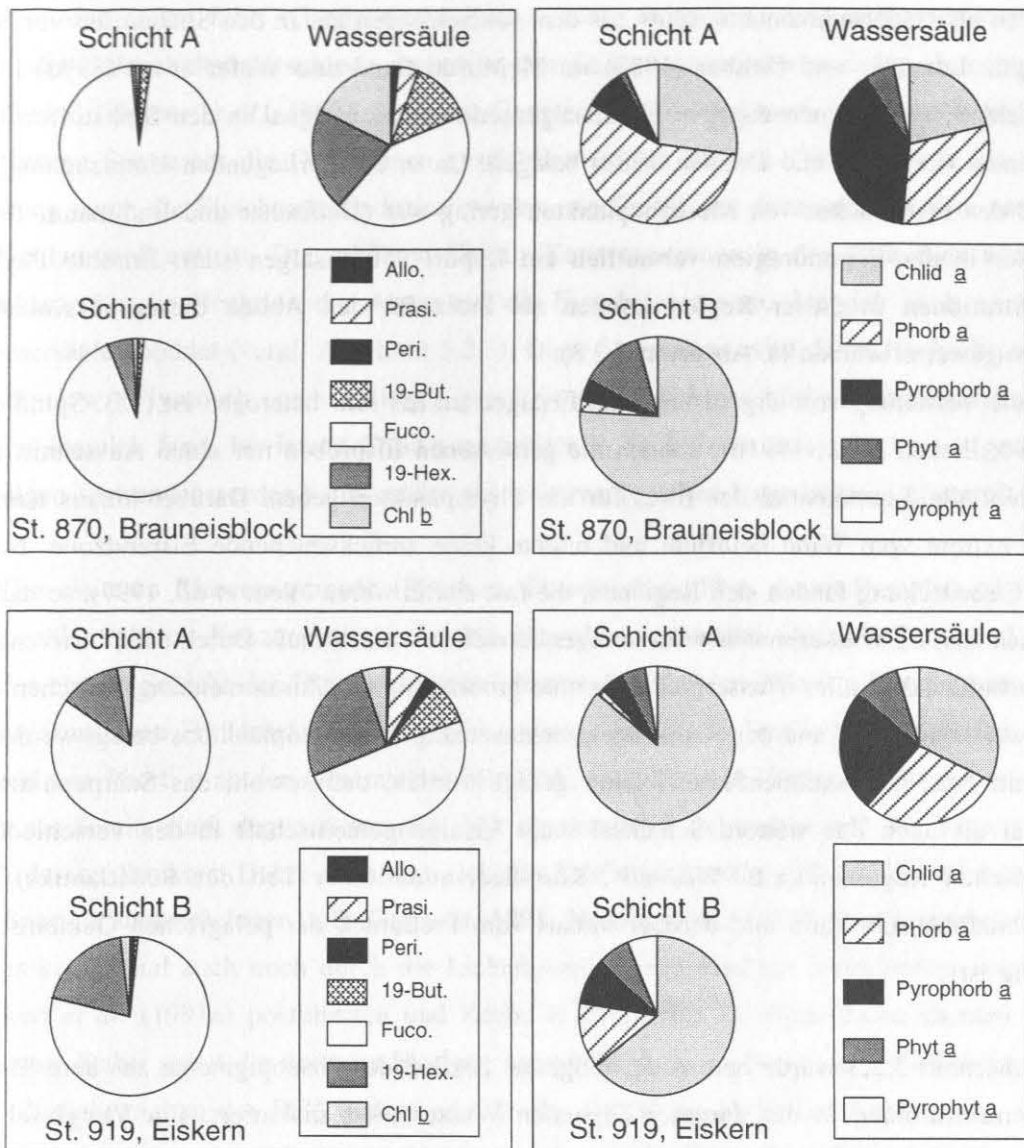


Abb. 5.2: Vergleich der Pigmentzusammensetzung der Wassersäulen (20 m) zu den Eisproben der ANT X/6-Expedition für die Stationen 870 und 919.

Andererseits dienen diese Aggregate offensichtlich hauptsächlich anderen Organismen als Nahrung, wie das starke Vorkommen von Kotballen in der Wassersäule (González, 1992) und in den Sedimentfallen während der gleichen EPOS-Expedition belegt (Cadée *et al.*, 1992). Unter antarktischem Festeis (Ost Ongul Inseln) konnte ebenfalls direkt unter dem Eis (5 m-Falle) ein ausgeprägtes, frisches Eisalgensignal beobachtet werden, während in der 25 m-Falle das Material einen starken Fraß-Einfluß aufwies (Matsuda *et al.*, 1987). González *et al.* (1994b) fanden durch Sinkstoffallen-Untersuchungen in der Halley Bucht ebenfalls in der Falle 5 m unter dem Eis vorwiegend absinkendes Eisalgenmaterial, das dann in dem darunter liegenden Wasser durch Krill gefressen wurde. Deren Kotballen sanken dann bis in mindestens 50 m aus, wo sie durch eine zweite Falle gefangen wurden. Bathmann *et al.* (1991) fanden ebenfalls

Kotballen als Hauptsedimentationspuls aus dem schmelzenden Eis in den Sinkstoffen vor Kapp Norwegia. Leventer und Dunbar (1987) im McMurdo Sund und Wefer *et al.* (1990) in der Bransfield Straße konnten dagegen ein Eisalgensedimentationssignal in den Sinkstoffen bzw. Sedimenten (Leventer und Dunbar, 1988) belegen. Da in der vorliegenden Untersuchung der Einfluß des Freßdruckes von Mesozooplankton gering war (Dubischar und Bathmann, 1997), fand hier in der Eisrandregion vermutlich ein Export von Eisalgen statt. Erhöhte Phyt. *a*-Konzentrationen in dieser Region können als Indiz für den Abbau dieser aussinkenden Eisalgen gewertet werden (s. Abschnitt 5.2.3).

Da die Verteilung von Organismen und Eisalgen im Eis sehr heterogen ist (z.B. Spindler *et al.*, 1990; Eicken *et al.*, 1991b), können die gemessenen Eisproben nur einen Ausschnitt über das potentielle Saatpotential des Eises für das Phytoplankton geben. Darüber hinaus war das Eisfeld extrem vom Wind beeinflusst und bildete keine zurückweichende Eisrandzone. Neben totaler Eisbedeckung fanden sich Regionen, die fast eisfrei waren (Veth *et al.*, 1997), so daß ein Vergleich Eis- zu Wasserproben weiträumiger betrachtet werden muß. Durch die Clusteranalyse (s. Abschnitt 4.2.3) aller Wasserproben konnte großräumig ein Zusammenhang zwischen dem zurückweichenden Eis und der Pigmentzusammensetzung des Phytoplanktons belegt werden (s. Abschnitt 5.2.5). Zusammenfassend kann gesagt werden, daß sowohl das Saatpopulationspotential als auch das weitere Schicksal einer Eisalgengemeinschaft in den verschiedenen antarktischen Regionen (z.B. Weddell-, Ross-See, atlantischer Teil des Südatlantiks) sehr unterschiedlich sein kann und darüber hinaus vom Freßdruck der pelagischen Gemeinschaft abhängig ist.

In Abschnitt 5.2.3 wurde bereits der mögliche Einfluß der Phaeopigmente aus dem Eis auf die Konzentrationen in der darunter liegenden Wassermasse diskutiert. Ein **Vergleich** der **Wassersäulendaten** mit den **Eisprobendaten** (Abb. 5.2) zeigt deutliche Unterschiede in der **Phaeopigment-Zusammensetzung** zwischen diesen beiden Habitaten. Während in der Wassersäule Phorb. *a* und Pyrophorb. *a* dominieren, sind diese Pigmente in den Eisgemeinschaften, mit Ausnahme der Brauneisschicht in den "Brauneisblöcken", von untergeordneter Bedeutung. Da die absoluten Konzentrationen (Abb. 4.17 *a*₁-*c*₃) der meisten im Eis gemessenen Phaeopigmente (außer Chlid *a*) verglichen mit Chl *a* (Abb. 4.16 *a*₁-*a*₃) gering waren, müssen im Eis andere Modifikationsprozesse vorliegen. Aus der Literatur sind bisher keine HPLC-Pigment-Messungen über Phaeopigmente im Eis bekannt, um eine vergleichende Betrachtung der Ergebnisse durchführen zu können. Lediglich für Phyt. *a* liegen spektrophotometrische Daten vor, die aber auch zwischen vernachlässigbaren Konzentrationen, wie in der vorliegenden Untersuchung, bis zu 369 µg Phyt. *a* l Eis⁻¹ schwankten (Vincent, 1988).

Abgesehen von der oberen Schicht der "Brauneisblöcke" war **Chlid *a*** das wichtigste Phaeopigment in den Eisproben. Da die Eisproben in der vorliegenden Untersuchung in filtriertem Seewasser geschmolzen wurden, kann ein extremer osmotischer Schock, der zum

Platzen der Zellen führt (Garrison und Buck, 1986), weitgehend ausgeschlossen werden. Da aber die Salzgehaltsunterschiede zwischen den Salzlaugenkanälen und der Umgebung sehr groß sind (Horner *et al.*, 1992), vermutet Garrison (1991), daß auch bei dem Tauprozeß mit filtriertem Seewasser die Organismen geschädigt werden können. Daher könnte die Chlid *a*-Bildung durch die Eisschmelze induziert werden, ein Prozeß der dann auch bei dem natürlichen Schmelzprozeß auftritt. Die erhöhten Chlid *a*-Konzentrationen in den Eiskernen können ein Indikator für die Reaktion der Algen auf die Eisschmelze sein, der sich auch noch in der Wassersäule abbildet (vergl. Abschnitt 5.2.3). Diese Vermutung wird durch Beobachtungen von R. Barlow (Plymouth, pers. Mittg.) gestützt, der erhöhte Chlid *a*-Konzentrationen im Eisrandbereich fand. Inwieweit Chlid *a* tatsächlich in PEZ als Indikator für bereits geschädigte Eisalgen verwendet werden kann, müßte mit weiteren gezielten Experimenten überprüft werden.

Die weiteren **Phaeopigmente** (Phorb. *a*, Pyrophorb. *a*, Phyt. *a* und Pyrophyt. *a*) waren in vernachlässigbaren Konzentrationen in den Eisproben vorhanden (Abb. 4.17 a₁-c₃). Lediglich in der oberen Schicht der "Brauneisblöcke" deuten die erhöhten Phorb. *a*-Konzentrationen auf einen deutlichen Freßdruck in dieser Infiltrationsgemeinschaft hin, belegt durch den höheren Anteil von Phorb. *a* an den Gesamtchlorinen (Tab. 4.4). Bei den "Brauneisblöcken" handelte es sich um bereits stark degeneriertes Eis. Mit zunehmenden Schmelzprozeß des Eises verändert sich dessen Struktur. Dabei erweitern sich die Salzlaugenkanäle und das Eis wird insgesamt großporiger und brüchiger (z.B. Garrison, 1991; Horner *et al.*, 1992). Der Schmelzprozeß des Eises kann lokal auch noch durch die Lichtabsorption der Eisalgen beschleunigt werden, wie Eicken *et al.* (1991a) postulierten und Zeebe *et al.* (1996) in Modellexperimenten belegen konnten. Dabei spielt die über die Eisalgen induzierte Eisschmelze keine großräumige, d.h. für das Zurückweichen der PEZ bedeutende, Rolle. Durch die partiellen Änderungen, wie z.B. Größe der Salzlaugenkanäle, hat jedoch vermutlich dieser Schmelzeinfluß der Eisalgen kleinskalig einen erheblichen Einfluß auf die biologischen Prozesse im Eis. So kann, wenn die Schneeschicht gering, oder wie bei den "Brauneisblöcken" bereits weggespült ist, eine Infiltrationsgemeinschaft mit 150 mg Chl *a* m⁻² die Salzlaugenkanäle um 21 % erhöhen (Zeebe *et al.*, 1996). Eine Erweiterung der Salzlaugenkanäle erlaubt typischen Vertretern des Zooplanktons, wie z.B. den während dieser Expedition in der PEZ dominanten Copepoden *Calanus propinquus* und *C. acutus* (Fransz und Gonzalez, 1997), ebenso wie juvenilen Stadien von *Euphausia superba* (Smetacek *et al.*, 1990; Garrison, 1991), das Eindringen in das Eis. Unter der Voraussetzung, daß dieses Zooplankton dort frißt und Kotballen ausscheidet, können die erhöhten Phorb. *a*-Anteile und Konzentrationen im Brauneis der "Brauneisblöcke" hierüber erklärt werden.

Bei geschlossenen Packeisdecken sind Eisalgen in den oberen Infiltrations-Schichten dagegen vor pelagischen Freßfeinden geschützt und maximal dem Freßdruck der heterotrophen Eisprotistengemeinschaft ausgesetzt (Horner *et al.*, 1992). Da bisher keine Untersuchungen zur Veränderung von Pigmenten durch heterotrophe Eisprotistengemeinschaften vorliegen, kann

nur spekuliert werden, ob die unterschiedlichen Phaeopigment-Zusammensetzungen in den verschiedenen Eisschichten unterschiedlichen Organismen zugeordnet werden können. Im Eis werden heterotrophe Protozoen und Mikrometazoen angetroffen. Sie können bis zu 93 % der Mikrobebiomasse im Eis einnehmen (Garrison und Buck, 1989; Garrison und Buck, 1991). Andererseits fanden Mathot *et al.* (1991) nur geringe Bestände von Heterotrophen im Eis, während ihr Anteil in der Wassersäule z.T. um ein Vielfaches höher war. Die insgesamt geringen Phaeopigment-Konzentrationen in den Eiskernen deuten in der vorliegenden Untersuchung auf einen geringen Fraßdruck hin, während in den "Brauneisblöcken" das Phorb. *a*-Signal vermutlich durch Copepoden bzw. Krill verursacht ist.

Damit erlauben die **Pigmentmessungen** mit der HPLC an **Eiskernen** eine Charakterisierung der Eisalngemeinschaft. Insbesondere die Bedeutung von bisher kaum bestimmten Pico- und Nanoeisalgen, die durchaus große Bestände des Phytoplanktons in der PEZ bilden können, werden mit dieser Methode erfaßt. Die zusätzliche Einbeziehung von Phaeopigmenten erlauben eine weitere Charakterisierung der Wechselwirkungen (Fraß) zwischen heterotrophen und autotrophen Organismen in den Eiskernen. Ebenso lassen sich Aussagen über den physiologischen Zustand der Eisalgen treffen. Hierbei ist jedoch anzumerken, daß weitere Untersuchungen zur Klärung dieser Beziehungen nötig sind, um die Befunde dieser Arbeit stärker abzusichern.

5.2.5 Rekonstruktion von hydrographischen Feldern anhand von Markerpigmenten

Bisher wurden Pigmentmessungen mit der HPLC vorwiegend zur Identifizierung von Phytoplanktongemeinschaften sowie zu deren jahreszeitlicher Sukzession bestimmt (z.B. Barlow *et al.*, 1993b; McManus und Dawson, 1994; Michaels *et al.*, 1994; Claustre und Marty, 1995). In einigen Untersuchungen wurden unterschiedliche Pigmentzusammensetzungen bestimmten hydrographischen Wassermassen zugeordnet (Gieskes *et al.*, 1988; Buma *et al.*, 1990; Ondrusek *et al.*, 1991; Fiala *et al.*, 1994). Bei Untersuchungen von Frontensystemen konnten Claustre *et al.* (1994) bei einem Schnitt durch eine geostrophische Front (östliche Alboran See, Wechsel von Atlantik zu Mittelmeer-Wassermassen) eine detaillierte Abfolge von Flagellaten- zu Diatomeen- und wieder Flagellaten- Gemeinschaften beobachten. Die Diatomeen waren mit dem einfließenden atlantischen Wasser-Jet verbunden und bauten in dieser Region die höchsten Biomassen auf; ein vergleichbarer Befund zu der vorliegenden Untersuchung. Da hier mehrere Schnitte in der PFr mit relativ hoher räumlicher Auflösung beprobt wurden, sollte überprüft werden, ob die hier gemessenen Pigmentverteilungen zur detaillierten **Rekonstruktion hydrographischer Felder** herangezogen werden können.

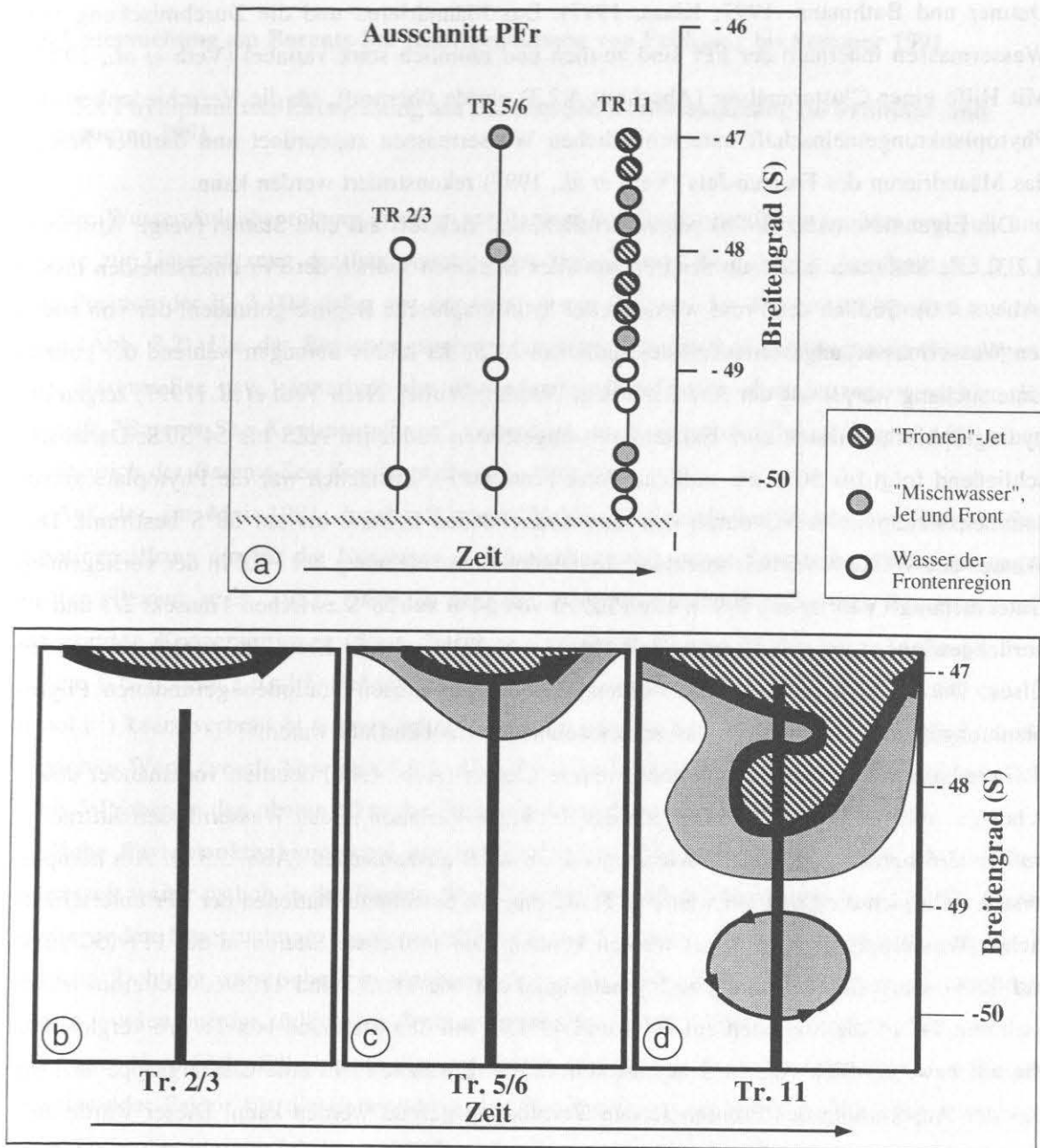


Abb. 5.3: Rekonstruktion des hydrographischen Feldes in der PFr aufgrund von Markerpigmentanalysen. a) Clustergruppenverteilung des Phytoplanktons in der PFr und der daraus schematisch entwickelte Verlauf des Frontenjets für b) Tr. 2/3, c) Tr. 5/6 und d) Tr. 11.

Eine Beziehung der Algengemeinschaften zu den verschiedenen Wassermassen in der PFr war aus dem Datensatz wegen des komplizierten horizontalen Mäandrierens innerhalb der PFr nicht eindeutig zu erkennen. Die Südgrenze der PFr befand sich während der gesamten Untersuchung bei $50^{\circ}30'S$ (Veth *et al.*, 1997). An dieser Grenze wurden die stärksten Veränderungen der Biomasse und der Phytoplanktonzusammensetzung entlang der meridionalen Transekte beobachtet (diese Arbeit, sowie Bathmann *et al.*, 1997; Becquevort, 1997;

Detmer und Bathmann, 1997; Klaas, 1997). Das Mäandrieren und die Durchmischung von Wassermassen innerhalb der PFr sind zeitlich und räumlich stark variabel (Veth *et al.*, 1997). Mit Hilfe einer Clusteranalyse (Abschnitt 4.2.3) wurde überprüft, ob die Verschiedenheit der Phytoplanktongemeinschaft unterschiedlichen Wassermassen zugeordnet und darüber hinaus das Mäandrieren des Fronten-Jets (Veth *et al.*, 1997) rekonstruiert werden kann.

Die Ergebnisse (Abb. 4.4 b) zeigen deutlich, daß sich, bis auf eine Station (vergl. Abschnitt 4.2.3), die Stationen innerhalb der PFr von allen Stationen südlich der PFr unterscheiden lassen (Abb. 4.4 b). Südlich der Front wurden zwei hydrographische Regime gefunden: der von anderen Wassermassen ungestörte Teil des südlichen AZS, der relativ homogen während der ganzen Untersuchung war, sowie der AWG mit dem Weddell-Wirbel. Nach Veth *et al.* (1997) zeigen die hydrographischen Daten eine Existenz des ungestörten südlichen AZS bis 54°30'S. Daran anschließend folgt bis 56°S die südliche Polar Front (sPF). Zusätzlich war die Phytoplanktonzusammensetzung im AWG durch den zurückweichenden Eisrand bis auf 58°S bestimmt. Das Wasser des Weddell-Wirbels markierte die südlichste Ausdehnung der PEZ in der vorliegenden Untersuchung (Veth *et al.*, 1997). Die PEZ ist von 54°S auf 58°S zwischen Transekt 2/3 und 11 zurückgewichen. Eine Clustergruppe (Abb. 4.4 b) folgte dieser Linie des zurückweichenden Eises. Daraus kann geschlossen werden, daß die auf diesen Stationen gefundenen Phytoplanktongemeinschaften durch das zurückweichende Eis beeinflusst waren.

Innerhalb der PFr lassen sich noch weitere Cluster (Abb. 4.4 b) deutlich voneinander unterscheiden. Während in Tr. 2/3 innerhalb der PFr keine Variation in den Wassermassen auftrat, ist auf Tr. 5/6 bereits eine andere Wassermasse ab 48°S auszumachen (Abb. 5.3 a). Am komplexesten stellt sich die Situation während Tr. 11 dar, wo bestimmte Stationen der PFr unterschiedlichen Wassermassen zugeordnet werden können. Die südlichste Station in der PFr (50°15'S) auf Tr 11 weist dabei das gleiche Pigmentsignal auf wie Tr. 2/3 und Tr. 5/6. Weiterhin lassen sich von Tr. 11 die Stationen auf 49°S und 49°15'S mit den Stationen von Tr. 5/6 vergleichen, die auf bzw. nördlich von 48°S lagen (Abb. 5.3 a). Zusätzlich tritt eine Clustergruppe auf, die mit der Ausbreitung des Fronten Jets in Verbindung gesetzt werden kann. Dieser wurde aufgrund hydrographischer Charakteristika bei 47°S und ca. 48°S in der PFr lokalisiert (Veth *et al.*, 1997).

Aus den Pigmentdaten kann anhand der gefundenen Clustergruppen die zeitliche und räumliche Entwicklung des Fronten-Jets in der PFr rekonstruiert werden (Abb. 5.3 b). Zu Beginn der Untersuchung zeigte das Wasser noch keine Charakteristika des Fronten-Jets. Während Transekt 5/6 wurde der Fronten Jet zwar immer noch nicht erreicht, das Wasser wies aber schon eine deutliche Einmischung des Fronten-Jets auf (Abb. 5.3 c). Während des letzten Transekts (11) erreichte ein Mäander des Fronten-Jets das Untersuchungsgebiet. Der Frontenjet wurde auf diesem Transekt zweimal geschnitten (Abb. 5.3 d). Die vorliegenden Ergebnisse decken sich mit der auf Temperatur- und Salzgehalt beruhenden hydrographischen Rekonstruktion (Veth *et al.*, 1997). Daraus folgt, daß autotrophe Pigmente gut geeignet sind, um komplexe hydrographische Systeme unterschiedlichen Wassermassen zuzuordnen.

5.3. Untersuchung am Barents-See Kontinentalhang von Frühjahr bis Sommer 1991

5.3.1 Phytoplankton-Entwicklung am Barents-See Kontinentalhang im Frühjahr und Sommer 1991

Die Wassersäulenbeprobung erfolgte am Barents-See Kontinentalhang im Mai und Juli und diente zur Unterstützung der Interpretation der Verankerung BI-2 (vergl. Abschnitt 5.3.2 ff.). Die Position der BI-2 fällt dabei mit der westlichsten Position der Wassersäulenproben zusammen (Abb. 3.2). Um das Beprobungsgebiet sprachlich von den anderen Regionen (Norwegen-see, Barents-See usw.) innerhalb des Europäischen Nordmeere abzugrenzen, wird hier der Begriff "Barents-See Kontinentalhang" verwendet, auch wenn die Beprobung nur für einen Teilbereich des Barents-See Kontinentalhangs gültig ist.

Auf der im Mai 1991 durchgeführten "Valdivia"-Expedition wurde am Barents-See Kontinentalhang ein für die Norwegen-See typisches pelagisches System **im Frühjahr** angetroffen (Peinert *et al.*, 1987; 1989), in dem das Phytoplankton bereits mittlere Biomassen mit integrierten Konzentrationen (50 m Tiefe) von maximal $80 \text{ mg Chl } a \text{ m}^{-2}$ (St. 5; alle St. zwischen $0.6\text{--}2.3 \text{ Chl } a \text{ } \mu\text{g l}^{-1}$) aufgebaut hatte, während die Nährsalze (z.B. Nitrat mit ca. $10 \text{ } \mu\text{mol l}^{-1}$) kaum verbraucht waren (Zeller, 1996). Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß diese integrierten Werte (vergl. Abschnitt 4.3.1; Abb. 4.19) zu hoch liegen könnten, da sie auf lediglich 2 bis 3 Proben in den oberen 50 m der Wassersäule basieren.

Hohe Phytoplanktonbiomassen, mit bis zu $366 \text{ mg Chl } a \text{ m}^{-2}$ (50 m), sind in der gleichen Jahreszeit weiter östlich in der Barents-See nicht ungewöhnlich (Wassmann *et al.*, 1990). In der vorliegenden Untersuchung konnte allerdings keine Erhöhung der Phytoplanktonbiomasse in östliche Richtung, zum Schelf, beobachtet werden; die höchsten integrierten Chl *a*-Konzentrationen wurden auf der südlichsten Probenposition (St. 5, Abb. 4.19 a) gefunden. Eine Ursache für dieses Nord-Südgefälle könnte die vorhandene Lichtmenge in dieser Jahreszeit sein, die als limitierender Faktor für die Entwicklung des Phytoplanktons in diesen hohen Breiten verantwortlich ist (Smith und Sakshaug, 1990).

Das **Phytoplankton** setzte sich hauptsächlich aus Prymnesiophyceen, Diatomeen, "grünen Algen" und, von untergeordneter Bedeutung, aus autotrophen Dinoflagellaten, Cryptophyceen, Pelagophyceen und Prasinophyceen zusammen (Abb. 4.19). Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß bei diesem Datensatz keine Umrechnungsfaktoren für die diagnostischen Pigmente bestimmt werden konnten (vergl. Abschnitt 4.3.1). Die Beurteilung über die relative Bedeutung einer Algengruppe konnte deshalb nur anhand der Markerpigmentkonzentrationen getroffen werden. Während der Untersuchung wurden verschiedene Arten der Gattung *Chaetoceros* und *Phaeocystis* gefunden (U. Jakobi, pers. Mittg.); die Coccolithophoriden wurden von der Art *E. huxleyi* dominiert (Baumann *et al.*, 1996). Die über Pigmente bestimmte Phytoplanktongemeinschaft weist danach ein untypisches Signal für die Norwegische-See auf. In den älteren

Arbeiten wurden vorwiegend Diatomeen und wenig Coccolithophoriden in dieser Jahreszeit bestimmt (Gran, 1902a; Halldal, 1953; Paasche, 1960; Ramsfjell, 1960). Eine neue Phytoplankton-Untersuchung am Wetterschiff M (66°N 02°O) zwischen 1990 und 1992 bestätigt die Grundtendenz dieser Arbeiten, wobei Anfang bzw. Mitte Juni Diatomeenblüten in wechselnden Abundanzen von autotrophen Dinoflagellaten und einer als Monaden/Flagellaten bezeichnete Phytoplanktongruppe oder einem relativ hohen Anteil von Coccolithophoriden begleitet werden (Dale, 1995). Die Coccolithophoriden-Gemeinschaften in der Norwegischen-See werden häufig von *E. huxleyi*, und westlich der Bäreninsel, von *C. pelagicus* dominiert (Samtleben und Bickert, 1989; Samtleben und Schröder, 1990; Andruleit, 1995; Samtleben *et al.*, 1995b). Chlorophyceae sind für diese Region kaum dokumentiert, lediglich Cleve (1899) beschreibt die Existenz von *Halosphaera viridis* auf einem Transekt durch die Norwegische-See nach Spitzbergen. In nordnorwegischen Küstenregionen wurden allerdings jährlich wiederkehrende, hohe Bestände von *Euglena* gefunden (Braarud *et al.*, 1958), die 1990-91 auch küstenfern, auf der Station des Wetterschiffes M im Mai, bestimmt wurden (Dale, 1995). Somit kommen diese Algen offensichtlich zeitweise auch in der Norwegischen-See vor.

Detaillierte Studien des Pico- und Nanophytoplanktons über mehrere Jahre in der Barents-See zeigten dagegen, daß die Chl *b*-tragenden Micromonadophyceen in höherer Anzahl in der PEZ und südlich davon auftreten können, ebenso wie Cryptophyceen und Pelagophyceen, die als Hintergrundgemeinschaft in dieser Region vorhanden sind (Thronsen und Kristiansen, 1991). Weiterhin wurden in der Barents-See zu dieser Jahreszeit Phytoplanktonblüten aus Diatomeen (*Chaetoceros*, *Nitzschia*) sowie *Phaeocystis pouchetii* beschrieben (Rey und Skjoldal, 1987; Wassmann *et al.*, 1990; Vernet, 1991). Westlich der Bäreninsel wurde, trotz der atlantischen Wassermassen, eine Dominanz von *P. pouchetii* beobachtet. Bei den Diatomeen überwog der Anteil neritischer Formen (Paasche, 1960; Ramsfjell, 1960). Da auch die über Pigmente bestimmte Phytoplanktongemeinschaft nicht die für die Norwegische-See typischen Diatomeenblüten zeigten, und die beprobten Stationen wiederkehrend unter dem Einfluß von Barents-See-Wasser stehen (Langzeitstudien von 1988-1994, Piechura und Walczowski, 1996), liegt am Barents-See Kontinentalhang offensichtlich ein Phytoplanktonmischsignal von Norwegischer-See und Barents-See Formen vor. Insbesondere die relativ hohen Prasi- und Chl *b*-Konzentrationen können vermutlich über den lateralen Transport von Micromonadophyceen aus der Barents-See erklärt werden. Auch das Abbild der Coccolithophoridengemeinschaften weist am Barents-See Kontinentalhang ein Mischsignal aus polaren und atlantischen Signalen auf (Samtleben *et al.*, 1995b).

Die HPLC-Pigmentmessungen im **Sommer** am Barents-See Kontinentalhang zeigten einen deutlichen Anstieg der Diatomeen an der Phytoplanktongemeinschaft, während der Anteil der Chl *b*-tragenden Organismen stark zurückging (Abb. 4.20). Weiterhin wurden Prymnesiophyceen, Cryptophyceen, Micromonadophyceen, Pelagophyceen und vereinzelt autotrophe Dinoflagellaten über ihre Markerpigmente bestimmt. Die Diatomeen setzten sich aus *Chaetoceros* spp. und *Rhizosolenia* spp. zusammen. Von den Coccolithophoriden wurden *E.*

huxleyi und *C. pelagicus* bestimmt. Die autotrophen Dinoflagellaten gehörten zur Gattung *Ceratium* (Suess und Altenbach, 1992). Der hohe Anteil von Diatomeen an der Phytoplanktongemeinschaft ist für die Norwegische-See zu dieser Jahreszeit eher ungewöhnlich, da in einer typischen Sommergemeinschaft meistens Coccolithophoriden und autotrophe Dinoflagellaten an Bedeutung gewinnen (Halldal, 1953; Dale, 1995; Samtleben *et al.*, 1995b). Es kann aber auch die als Monaden/Flagellaten bezeichnete Gruppe das Phytoplankton zu diesem Zeitpunkt dominieren (Dale, 1995). Parallel zu dieser Studie (Meteor, Fahrabschnitt M17/1 und M17/2) durchgeführte mikroskopische Analysen zeigten eine Dominanz von autotrophen Dinoflagellaten nur im Bereich der südlichen Barents-See und dem Vöring-Plateau (Suess und Altenbach, 1992). In der zentralen Barents-See entwickelt sich dagegen zu dieser Jahreszeit in der Regel nach einer *Phaeocystis pouchetii*-Blüte eine Diatomeengemeinschaft (Rey und Loeng, 1985). Damit deutet die Pigmentzusammensetzung am Barents-See Kontinentalhang, die eine Dominanz von Diatomeen und kaum das Vorkommen von autotrophen Dinoflagellaten zeigt, darauf hin, daß auch zu dieser Jahreszeit Phytoplankton lateral aus der Barents-See advektiert wird.

Über laterale Advektion kann vermutlich auch die stark ausgebildete vertikale Schichtung der Phytoplanktonbiomasse am Barents-See Kontinentalhang, mit einem Tiefenmaximum des Chl *a* in 20 bis 40 m (Zeller, 1996), erklärt werden. Zu dieser Jahreszeit bildet das Phytoplankton in der Barents-See aufgrund der erschöpften Nährstoffe in der Oberfläche Tiefenmaxima aus, die bis in 75 m Wassertiefe reichen können (Vernet, 1991). Wird dieses Wasser lateral advektiert, verbleiben Teile dieser Tiefenstrukturierung bis zum Barents-See Kontinentalhang und das Phytoplankton ist nicht in der Lage, das ausreichend vorhandene Nitrat ($4\text{--}5\text{ }\mu\text{mol l}^{-1}$) bzw. Silikat ($0.2\text{--}1.7$) in den oberen 20 m der Wassersäule zu nutzen (Suess und Altenbach, 1992). Insgesamt liegt die Fallenposition der BI-2-Verankerung in einem Übergangsbereich von Atlantik- zu Barents-See Wasser, so daß das Phytoplankton deutliche Mischsignale beider Wassermassen aufweist.

Das **Ausbleiben einer Frühjahrsblüte** des Phytoplanktons in der Norwegen-See, ebenso wie in Teilen der Barents-See, kann durch den Mesozooplanktonfreßdruck auf das Phytoplankton bedingt sein: Die Entwicklung des Phytoplanktons kann danach von der Anzahl der überwinternden, bzw. der nach dem Winter aufsteigenden Copepoden, abhängig sein (Bathmann *et al.*, 1987; Noji, 1989; Bathmann *et al.*, 1990a; Wassmann und Slagstad, 1990; Båmstedt *et al.*, 1991; Wassmann *et al.*, 1991). Der in diesem Untersuchungsgebiet das Mesozooplankton dominierende Copepode *C. finnmarchicus* hatte im Mai bereits seine saisonale Vertikalwanderung abgeschlossen und wurde in den oberen 100 m der Wassersäule angetroffen (Zeller, 1996). Ein aktiver Freßdruck des Zooplanktons auf das Phytoplankton wird durch die hohen Phorb. *a*-Anteile von maximal 20 % an den Gesamtchlorinen bestätigt (Tab. 4.5). Der Anteil von Pyrophorb. *a* mit maximal 7 % ist dagegen vergleichsweise gering. Daher scheint am Barents-See Kontinentalhang Phorb. *a* das wichtigste Abbauprodukt von Chl *a* zu sein, welches

durch Copepodenfraß gebildet wird. Dieser Befund steht im Gegensatz zu anderen Untersuchungen an arktischen (Head und Harris, 1992; 1996) und nordatlantischen (Head und Horne, 1993) Copepoden bei denen in den Kotballen kein Phorb. a und nur Pyrophorb. a als Haupttransformationsprodukt des Chl a bestimmt wurde. Der Anteil des Pyrophyt. a an den Gesamtchlorinen war mit maximal 3 % ebenfalls gering, so daß die von Head und Harris (1992) beschriebenen hohen Anteile von bis zu 25 % Pyrophyt. a an allen gemessenen Pigmenten (auch Chl c₁₊₂ etc.) in Kotballen von *C. hyperboreus*, *C. finmarchicus* und *C. glacialis* (Südwest Nova Scotia, Ostküste Neufundlands) hier nicht gefunden wurden. Phyt. a hatte dagegen in dieser Region mit 7 % den größten Anteil an den Gesamtchlorinen (bezogen auf alle in dieser Arbeit untersuchten Wasserproben). Es ist daher nicht auszuschließen, das Zooplanktonfraß für die Bildung des Phyt. a mitverantwortlich ist (vergl. Abschnitt 5.1.4). Andererseits könnte das Phyt. a auch als Indikator für den schlechten physiologischen Zustand des Phytoplankton interpretiert werden, der bei mikroskopischen Analysen der Algen auf der Expedition beobachtet wurde (U. Jakobi, pers. Mittg.). Über die Ursachen, die diesen schlechten physiologischen Zustand ausgelöst haben, kann nur spekuliert werden; eine mögliche Erklärung könnte die hohe vorgefundene Durchmischung (60-80 m) sein (Zeller, 1996), durch die Algen in lichtarme Regionen verfrachtet wurden (s. Abschnitt 5.2).

Insgesamt waren die **Phytoplanktonbiomassen im Sommer** mit maximal 43 mg Chl a m⁻² (St. 436; alle St. zwischen 0.4-1.4 Chl a µg l⁻¹) deutlich geringer als im Frühjahr (max. 80 mg Chl a m⁻²; alle St. zwischen 0.6-2.3 Chl a µg l⁻¹). Es ist unklar, warum die ausreichend vorhandenen Nährstoffe, die z.T. in dem Tiefenmaximum des Chl a 6 µmol l⁻¹ Nitrat und 4 µmol l⁻¹ Silikat betrugen, nicht genutzt wurden. Ein hoher Freßdruck des Mesozooplankton in diesem Untersuchungszeitraum (Juli) kann aufgrund der geringen absoluten Konzentrationen und des relativ kleinen Anteils der Phaeopigmente an den Gesamtchlorinen ausgeschlossen werden (Abb. 4.20 b; Tab. 4.6). Zudem sind die Zooplanktonabundanzen während dieser Jahreszeit deutlich geringer (Zeller, 1996). Von der dominanten Copepodenart, *C. finmarchicus*, wurde die höchste Anzahl der adulten Stadien bereits in ihren Überwinterungstiefen von 500 bis 1000 m angetroffen. Appendicularien, Euphausiaceen und Ostracoden wurden dagegen sowohl im Frühling als auch im Sommer nur in geringen Abundanzen und Biomassen am Barents-See Kontinentalhang bestimmt (Zeller, 1996). Lediglich bei Appendicularien konnte im Sommer eine Zunahme von der Fallenposition (BI-2) hangaufwärts beobachtet werden; die absolute Anzahl von maximal 60 Individuen pro m³ (Zeller, 1996) ist allerdings, verglichen mit bis zu 250 Individuen pro m³ am östlichen Schelf von Spitzbergen (González und Smetacek, 1994), gering. Der Einfluß des Mikrozooplanktons, dessen Freßraten auf die Phytoplanktonbestände mit 3 bis 35 % (Reitmeier, 1994) z.T. hoch waren, bildete sich nicht in einem erhöhten Phaeopigmentsignal im suspendierten Material ab (zur Konvertierung der Pigmentsignale durch Mikrozooplanktonfraß s. Abschnitt 5.1.4). Daher kann über die in der vorliegenden Untersuchung bestimmten Pigmente der Einfluß dieser Zooplanktongruppe auf das Phytoplankton nicht beurteilt werden.

Insgesamt läßt sich im Frühjahr 1991 durch die Untersuchung des suspendierten Materials am Barents-See Kontinentalhang ein für das pelagische System der Norwegischen See bekanntes Szenario - die Verhinderung einer Phytoplanktonblüte durch einen erhöhten Fraßdruck des Mesozooplankton - anhand hoher Phaeopigmentkonzentrationen belegen. Im Sommer 1991 waren die Phytoplanktonbiomassen deutlich geringer als im Frühjahr, obwohl der über Phaeopigmente festgestellte Fraßdruck des Mesozooplankton zu vernachlässigen war. Ob hier das Mikrozooplankton einen erheblichen Einfluß auf das Phytoplankton hat, oder ob andere Ursachen dafür verantwortlich sind, daß das Phytoplankton nicht in der Lage war, die ausreichend vorhandenen Nährstoffe in der Oberflächenschicht zu nutzen, kann nicht abschließend beurteilt werden. Die über Markerpigmente bestimmte Phytoplanktonzusammensetzung deutet darauf hin, daß das Phytoplankton am Barents-See Kontinentalhang eine Mischpopulation von Beständen aus der Barents-See und der Norwegen-See darstellt, die durch die Vermischung atlantischer und polarer Wassermassen bedingt ist.

5.3.2 Abbild pelagischer Signale in den Sinkstoffen der BI-2-Verankerung am Barents-See Kontinentalhang? Vertikal-versus Lateral-Eintrag

Mit dem Einsatz der Kurzzeitverankerung BI-2 (75°12'N, 12°29'E) sollte überprüft werden, in wie weit ein lateraler Eintrag von Sinkstoffen aus der Barents-See in das Norwegen-Becken auch in Sommermonaten stattfindet und welcher Art bzw. Qualität dieses Material ist. Honjo *et al.* (1988) beobachteten in der gleichen Region (Jahresverankerung-BI-1, 75°5'N, 11°3'E) die höchsten POC-Sedimentationsraten im Winter und führten dieses auf den Ausstrom kalter, stark salzhaltiger Wassermassen aus der Barents-See zurück, der bei der Eisbildung im Winter entsteht und über die Schelfkante kaskadiert. Dabei wird auf dem Schelf Sediment erodiert. Aufgrund der hohen Produktivität in der Barents-See ist der Anteil des mitgeführten POC sehr hoch. Nach Honjo (1990) tritt dieses Phänomen nur im Winter auf. Mit dem kombinierten Ansatz aus Grundparametern wie TG, POC, biogenem P_{Si} (SFB 313, TPA 1), organischen Markerverbindungen (Thomsen, 1993; Maassen, 1994), Kotballenuntersuchungen (Zeller, 1996), Strömungsmesserdaten (F. Blaume pers. Mittg., Fohrmann, 1996) und den vorliegenden Pigmentuntersuchungen konnte an dem sedimentierten Material der BI-2-Verankerung ein lateraler Eintrag aus der Barents-See auch in den Sommermonaten belegt werden, der darüber hinaus in unterschiedlichen Trübungsschichten (NL, engl. Nepheloidlayers) erfolgte (von Bodungen *et al.*, 1995). Eine ausführliche Diskussion über den Bildungsprozeß des Lateraltransportes und dessen Steuerung finden sich in (Blaume, 1992; Thomsen, 1993; Maassen, 1994; Fohrmann, 1995; von Bodungen *et al.*, 1995; Fohrmann, 1996; Zeller, 1996), so daß dieser Aspekt im Folgenden nicht weiter diskutiert wird. In der vorliegenden Arbeit sollen die

Sedimentationsprozesse diskutiert werden, die durch die Untersuchung der Pigmente in Fallenmaterial unterstützt, bzw. erst dadurch belegt werden konnten.

Ebenso wie bei allen Grundparametern (TG, CaCO_3 etc.), Kotballenanalysen (Zeller, 1996) und organischen Markerverbindungen (Maassen, 1994) konnte bei fast allen Pigmenten eine Zunahme der Sedimentationsraten mit der Tiefe beobachtet werden (vergl. Abschnitt 4.3.2; Abb. 4.21). Die Zunahme des TG mit der Tiefe beruht zum einen auf lithogenem Material (unveröffentlichte Daten, SFB 313, TPA 1); andererseits weisen sowohl die hohen absoluten Sedimentationsraten von Chl *a* (Abb. 4.21 c) als auch der relativ hohe Anteil von Chl *a* an den Gesamtchlorinen (Tab. 4.6), insbesondere in der 1840 m-Falle, auf den Eintrag von sehr frischen Sinkstoffen in die tieferen Fallen hin.

Im Frühjahr (Mai/Juni) kommen als Quelle für den lateralen Eintrag die hohen Phytoplanktonblüten in der Barents-See mit bis zu $10 \mu\text{g Chl } a \text{ l}^{-1}$ in der Packeiszone (PEZ, Rey und Loeng, 1985; Vernet, 1991; Kristiansen *et al.*, 1994; Strass und Nöthig, 1996) in Frage. Die beobachteten Blüten folgen dabei der nach Norden zurückweichenden PEZ. Bei der Vermischung von Nährstoff-reichem Atlantikwasser mit Schmelzwasser wird der Aufbau hoher Phytoplanktonbiomassen besonders begünstigt (Slagstad, 1985). Modellexperimente für die Barents-See zeigten, daß die Phytoplanktonblüten entlang des zurückweichenden Eisrandes über 2 bis 3 Monate anhalten können (Slagstad, 1985). Somit steht über einen längeren Zeitraum Phytoplankton zur Verfügung, das jeweils bei Nährstoff-Erschöpfung massenhaft sedimentiert (Rey und Skjoldal, 1987; Wassmann, 1989; Wassmann *et al.*, 1990).

Im Gegensatz zur Norwegischen See können diese Blüten in der Barents-See nicht durch Zooplanktonfraß verhindert werden. Trotzdem beginnt ab Anfang Juni ein verstärkter Freßdruck des Zooplanktons auf das Phytoplankton (Wassmann *et al.*, 1990) und das Sedimentationssignal wird durch Kotballen dominiert (Wassmann, 1989). Mit fortschreitender Jahreszeit, wenn die Nährstoffe erschöpft sind, verringern sich die Sedimentationsraten von Pigmenten deutlich (Vernet, 1991). Biomassenbestimmungen (Pigmente) über Fernerkundung zeigten ebenfalls die höchsten Phytoplanktonbiomassen im Frühjahr, während im Sommer in der zentralen Barents-See kaum Phytoplankton gefunden wurde. Bei diesen Analysen ist jedoch zu berücksichtigen, daß die für diese Jahreszeiten typischen Chl *a*-Tiefenmaxima mit dieser Methode nicht erfaßt werden können (Mitchell *et al.*, 1991; Kögeler *et al.*, 1995). Die Beobachtung von Phytoplanktonblüten in der Barents-See bis Anfang Juli könnte eine Erklärung dafür sein, warum in der BI-2-Verankerung der Eintrag des autotrophen Signals, dokumentiert über die Pigmente, ab Anfang Juli deutlich geringer wurde (vergl. Abschnitt 4.3.2; Abb. 4.21). POC, CaCO_3 und Kotballen zeigten dagegen einen zweiten, leichten Sedimentationspeak im Juli (Zeller, 1996).

Bestätigt wird der potentielle Eintrag autotroph gebildeten Materials aus der Barents-See durch Pigment-Konzentrationen im Sediment, die eine deutliche Abnahme mit zunehmender Tiefe entlang des Kontinentalhanges zeigten (vergl. Abschnitt 4.3.3; Abb. 4.24). Diese

Punktmessungen werden durch die Analysen von Graf *et al.* (1995) bestätigt, die am Barents-See Kontinentalhang im Vergleich zum Vöring-Plateau die doppelte Konzentration von Chlorophylläquivalenten belegten. Es wurden bis zu 3 % organischer Kohlenstoff in den Sedimenten der Barents-See bestimmt und C/N-Verhältnisse zwischen 6 bis 8 deuteten auf frisches organisches Material hin (Grebmeier und Barry, 1991).

Um in dem sedimentierten Material der BI-2-Verankerung eine Differenzierung zwischen einem vertikalen und dem postuliertem lateralen Eintrag zu erzielen, soll im folgenden ein **Vergleich** der gefundenen **Markerpigmente** in dem **suspendierten Material** mit den nächstliegenden Zeitintervallen des **sedimentierten Materials** der BI-2-Verankerung diskutiert werden. Bei diesem Vergleich ist jedoch zu berücksichtigen, daß Messungen mit Sinkstoffallen grundsätzlich integrativ sind, d.h. sie geben Auskunft über bestimmte ozeanische Regionen und bilden nicht das "direkt" über der Falle gebildete Signal wieder. Da die vorliegende Verankerung im Einflußbereich der Vermischung von atlantischen und Barents-See-Wassermassen lag (Piechura und Walczowski, 1996), kann vermutet werden, daß - analog zur Wassersäule - auch hier das Material der 610 m-Falle einen starken Barents-See Einfluß aufweist, selbst wenn es ein überwiegend vertikales Sedimentationsignal enthält.

Ein Vergleich der gefundenen Markerpigmente in dem suspendierten Material mit den nächstliegenden Zeitintervallen des sedimentierten Materials aus der BI-2-Verankerung (außer Prasi., das in dem Fallenmaterial nicht bestimmt wurde) zeigt eine unterschiedliche Pigmentzusammensetzung (Abb 5.4). Insbesondere 19'-Hex. und 19'-But. wurden in dem sedimentierten Material nicht gefunden; auch wenn durch das gefundene 19'-Hex.-Derivat indirekt ein Hinweis auf die Existenz dieses Markers vorliegt. Da aber nicht sicher beurteilt werden kann, ob dieses Derivat tatsächlich ein Abbauprodukt des 19'-Hex. ist (vergleiche Abschnitt 4.3.2), bleibt festzuhalten, daß 19'-Hex., das dominante Pigment des suspendierten Materials im Mai, nicht in den Sinkstoffen gefunden wurde.

Für das **Fehlen von 19'-Hex.** in den Sinkstoffen der BI-2-Verankerung gibt es folgende Erklärungsmöglichkeiten: Es könnte hier eine schlechte Überlieferung des sedimentierten Signales vorliegen, bedingt durch den unterschiedlichen Abbau der Markerpigmente (s. Abschnitt 5.1.3). Insbesondere 19'-Hex. wird offensichtlich in der Wassersäule stärker als andere Karotenoide abgebaut (s. auch Repeta und Simpson, 1991). Für diese Interpretation würde die relativ ähnliche Pigmentzusammensetzung der unspezifischen Marker $\text{Chl } c_{1+2}$ und $\text{Chl } c_3$ in den Sinkstoffen der 610 m-Falle und der Wassersäule im Mai sprechen (Abb 5.4), wobei $\text{Chl } c_3$ als Marker für Prymnesiophyceen verwendet werden kann (Gieskes und Kraay, 1986a; Jeffrey und Wright, 1987; Buma *et al.*, 1991). Da aber sowohl die absoluten Sedimentationsraten als auch die relative Zusammensetzung in den Sinkstoffen der beiden tiefen Fallen ein anderes Muster als das der flachen Falle und der Wassersäule aufweisen, könnte das Fehlen von 19'-Hex. in diesen Fallen weiterhin durch ein unterschiedliches Ursprungsgebiet

des sedimentierten Materials bedingt sein. Wenn die Sinkstoffe tatsächlich im wesentlichen lateral in die Falle advektiert worden sind, können sie ein anderes Pigmentsignal aufweisen, als das, welches in der Region der Falle in der Wassersäule vorgefunden wurde.

Da aber andererseits sowohl die Messungen der Prymnesiophyceen-spezifischen Biomarker (Alkenone, Thomsen, 1993) als auch die qualitativen mikroskopische Analysen (unveröffentlichte Daten, SFB 313, TPA 1) und REM-Aufnahmen (Abb. 4.59 a-c) zeigen, daß Coccolithophoriden in dem sedimentierten Materials der BI-2-Verankerung vorhanden waren, kann nur eine "untypische" Pigmentstruktur innerhalb der Coccolithophoriden die Unterschiede zwischen sedimentierten Material und Wassersäule erklären.

Wie bereits in Abschnitt 5.1.2 beschrieben, gibt es eine unterschiedliche Präsenz des Markers 19'-Hex. in Prymnesiophyceen von neritischen zu pelagischen Formen (Buma *et al.*, 1991; Mantoura und Barlow, Vorabdruck). Danach müßte das lateral advektierte Pigmentsignal in den Sinkstoffen hier ebenfalls ein neritisches, also 19'-Hex.-armes Signal, sein. Sowohl bei *Phaeocystis* aus der Barents-See (Wassmann *et al.*, 1990) als auch bei *C. pelagicus* (Fiksdahl *et al.*, 1978) wurde kein 19'-Hex. gefunden. Beide Arten wurden für die Barents-See beschrieben (Sakshaug und Holm-Hansen, 1984; Rey und Loeng, 1985; Wassmann *et al.*, 1990; Samtleben und Schröder, 1992; Samtleben *et al.*, 1995a), so daß hier eine Erklärung für das Fehlen des Markers 19'-Hex. liegen könnte. Andererseits fand Vernet (1991) 19'-Hex. in *E. huxleyi* aus der Barents-See. Da *E. huxleyi* aber als atlantische Form eingestuft wird, die durch den Norwegenstroms (NwS) mit atlantischen Wassermassen in die Barents-See transportiert wird, ist es nicht ungewöhnlich, daß sie eine ozeanische Pigmentsignatur (19'-Hex.) aufweist. Hieraus wird deutlich, daß eine Differenzierung zwischen neritischen und pelagischen "strains" der jeweiligen Prymnesiophyceen in diesem Mischbereich aus atlantischen und polaren Wassermassen schwierig ist. Es kann somit nicht abschließend beurteilt werden, ob das Fehlen von 19'-Hex. in dem Fallenmaterial durch einen überwiegend lateralen, und damit neritischem 19'-Hex. armen Pigmentsignal, oder durch einen schnellen Abbau des Pigmentes 19'-Hex. zu erklären ist.

Aus der Annahme des 19'-Hex.-armen lateralen Eintrages würde resultieren, daß die Fuco.-Sedimentationsraten auch durch *Phaeocystis* bzw. *C. pelagicus* verursacht worden sein könnten, da bei beiden Algen Fuco. das wichtigste akzessorische Pigment ist (Fiksdahl *et al.*, 1978; Wassmann *et al.*, 1990). Bei früheren Untersuchungen, wo ebenfalls ein starker lateraler Eintrag aus der Barents-See vorlag (BI-1-Verankerung), wurde der überwiegende Anteil der Coccolithophoriden von *C. pelagicus* gestellt (Samtleben und Bickert, 1989). Da aber in der vorliegenden Untersuchung auch hohe Sedimentationsraten von Chl c_{1+2} gemessen wurden, ist davon auszugehen, daß hier überwiegend Diatomeen sedimentiert sind.

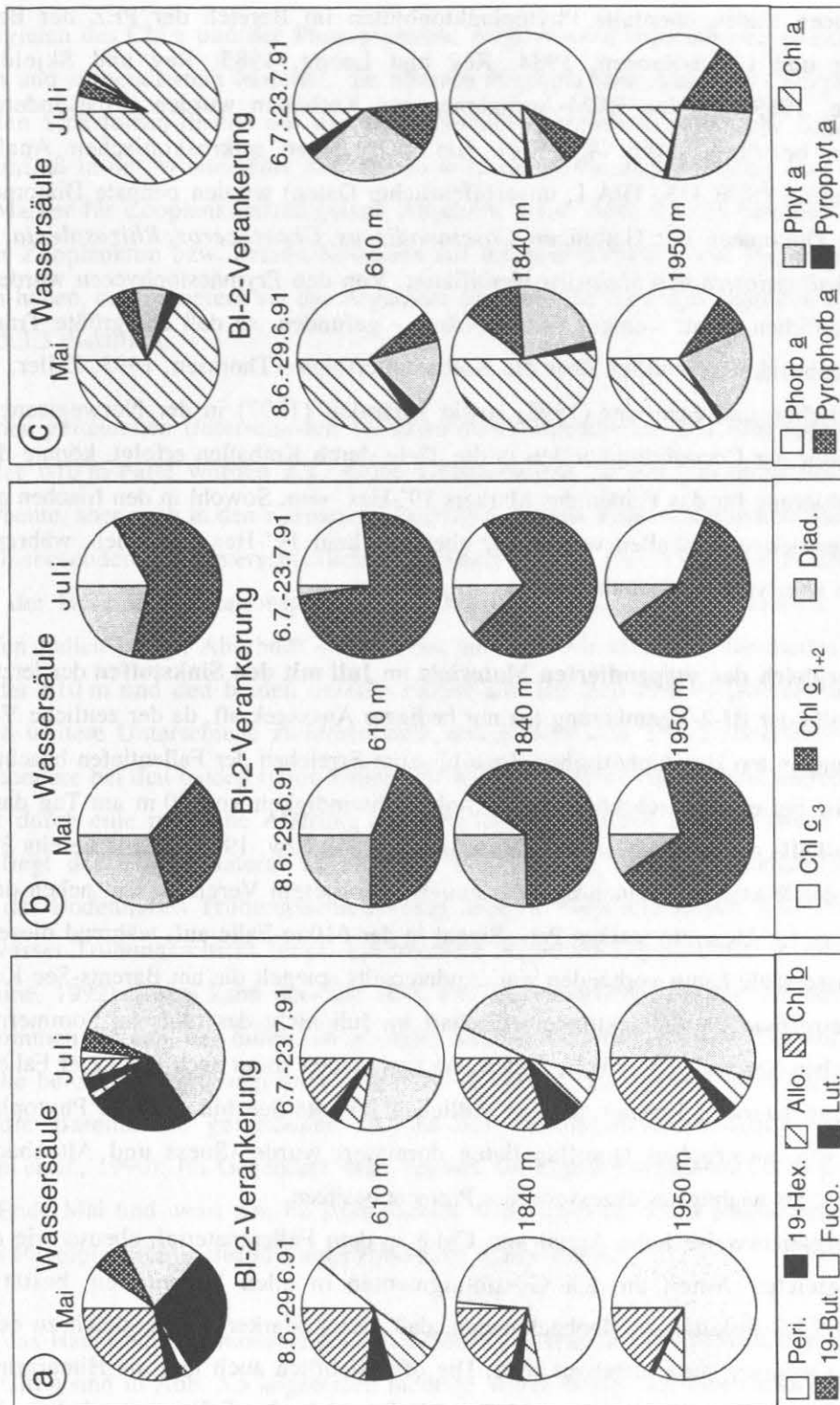


Abb. 5.4: Vergleich der Pigmentzusammensetzung der Wassersäule im Mai und Juli (Mittelwerte aus 50 m integrierten Werten) mit den Mittelwerten der dazu am nächsten liegenden Fangintervalle (8.6.-29.6. und 6.7.-23.7.91) der BI-2-Verankerung für a) Markerpigmente, b) unspezifische Pigmente und c) Chl a und Phaeopigmente auf molarer Basis.

Diatomeen bilden ebenfalls Phytoplanktonblüten im Bereich der PEZ der Barents-See (Sakshaug und Holm-Hansen, 1984; Rey und Loeng, 1985; Rey und Skjoldal, 1987; Wassmann, 1989). In den REM-Aufnahmen aus Kotballen wurden insbesondere pennate Diatomeen bestimmt (Abb. 4.59 a-c). Bei qualitativen mikroskopischen Analysen des Fallenmaterials (SFB 313, TPA 1, unveröffentlichte Daten) wurden pennate Diatomeen sowie zentrische Diatomeen der Gattungen *Coscinodiscus*, *Chaetoceros*, *Rhizosolenia*, *Asteromphalus*, *Thalassiosira* und *Melosira* identifiziert. Von den Prymnesiophyceen wurden vorwiegend Coccolithen - und weniger Coccosphären - gefunden, so daß der größte Transport der Coccolithophoriden vermutlich über die Kotballen erfolgte (Thomsen, 1993; Zeller, 1996). Da nach Samtleben und Schröder (1992) sowie Andruseit (1997) in der Norwegischen-See der Haupttransfer der Coccolithophoriden in die Tiefe durch Kotballen erfolgt, könnte dieses eine weitere Erklärung für das Fehlen des Markers 19'-Hex. sein. Sowohl in den frischen als auch in den sedimentierten Kotballen wurde hier ebenfalls kein 19'-Hex. gefunden, während Chl c_3 vorhanden war (vergl. Abschnitt 4.5.5).

Ein **Vergleich des suspendierten Materials im Juli mit den Sinkstoffen** der letzten beiden Zeitintervalle der BI-2-Verankerung hat nur bedingte Aussagekraft, da der zeitliche Versatz von den Messungen aus der euphotischen Zone bis zum Erreichen der Fallentiefen beachtet werden muß. So ist bei einer durchschnittlichen Sinkgeschwindigkeit von 50 m am Tag das Material der 610 m-Falle ca. 12 Tage und das Material aus 1840 bzw. 1950 m-Falle bereits 37 bzw. 39 Tage vor der Wasserprobentnahme sedimentiert. Bei diesem Vergleich tritt neben dem Fehlen des Markers 19'-Hex. ein starkes Peri.-Signal in der 610 m-Falle auf, während dieses Pigment in der Wassersäule kaum vorhanden war. Andererseits spiegelt die am Barents-See Kontinentalhang angetroffene Phytoplanktongemeinschaft im Juli nicht das typische Sommermuster der Norwegischen-See wider. Der hohe Anteil von Peri. deutet somit auch bei dieser Falle auf einen überwiegend lateralen Eintrag aus der südlichen Barents-See hin, wo das Phytoplankton im Sommer von autotrophen Dinoflagellaten dominiert wurde (Suess und Altenbach, 1992), welche Peri. als wichtigstes akzessorisches Pigment besitzen.

Der vergleichsweise hohe Anteil von Chl b in dem Fallenmaterial, ebenso wie dessen annähernd gleicher Anteil an den Gesamtpigmenten in allen Fallentiefen, bestätigt die in Abschnitt 5.1.3 diskutierten Beobachtungen, daß dieser Marker im Vergleich zu den anderen Pigmenten weniger stark abgebaut wird. Die offensichtlich auch hier als Hintergrundgemeinschaft vorhandenen "grünen Algen" bleiben als Signal in den Fallen gut erhalten. Da in dem Fallenmaterial kein Prasi. bestimmt wurde, kann keine Abschätzung über den Anteil der Micromonadophyceen getroffen werden, die, wie oben bereits erwähnt, in der Barents-See in größerer Anzahl gefunden wurden (Thronsen und Kristiansen, 1991).

Ein Vergleich des Chl *a* und der Phaeopigmente zeigt weitere Unterschiede zwischen sedimentiertem und suspendiertem Material; die höheren Phaeopigment-Anteile im Vergleich zum Chl *a* in den Sinkstoffen deuten auf das zu erwartende, veränderte autotrophe Signal durch Zooplanktonfraß in der Wassersäule hin. Dieses wird durch die Sedimentation von Fucoxanthiol, ein Marker für Zooplanktonfraß (vergl. Abschnitt 5.1.4; Abb. 4.21 b) bestätigt. Welchen Einfluß das Zooplankton bzw. dessen Kotballen auf die Sedimentation von Pigmenten in den Sinkstoffen haben, und inwiefern sie das Argument des lateralen Eintrages unterstützen, wird in Abschnitt 5.3.3 diskutiert.

Neben den gefundenen Unterschieden zwischen dem suspendierten und dem sedimentierten Material der 610 m-Falle wurden z.T. große **Unterschiede** in der Zusammensetzung der Markerpigmente, aber auch in den Karotenoid-Derivaten, **in den unterschiedlichen Fallentiefen** gefunden. Insbesondere das unterschiedliche Verhältnis des 19'-Hex.-Derivates zu dem Fuco.-Derivat in der Hauptsedimentationsphase (Ende Juni) mit < 0.1 in 610 m und ca. 2 in den beiden tiefen Fallen (vergl. Abschnitt 4.3.2) weist auf unterschiedlich sedimentiertes Material zwischen der 610 m und den beiden tieferen Fallen hin. Bei den Phaeopigmenten und Chl *a* zeigten sich weitere Unterschiede zwischen allen drei Fallentiefen. Diese Unterschiede lassen sich, insbesondere bei den beiden tiefen Fallen, die lediglich 110 m voneinander entfernt waren, nicht mehr durch eine mögliche Alterung des Materials oder durch den Freßdruck erklären. Vielmehr liegt der Eintrag lateral advektierten Materials in unterschiedlichen Trübungsschichten, der Bodennahen Trübungsschicht (engl. Bottom Nephloid Layer, BNL) sowie der Zwischenwasser-Trübungsschicht (engl. Intermediate Nephloid Layer, INL), in diese Fallen nahe (Blaume, 1992). Dabei kann über die BNL ein kontinuierlicher Eintrag aus der Barents-See angenommen werden, der durch ein geringes Sedimentationssignal von Pigmenten in der 1950 m-Falle bereits im April angezeigt wird (Abb. 4.21). Er fällt damit in etwa zeitgleich mit dem für die Barents-See gefundenen Beginn des Phytoplanktonwachstums zusammen (Wassmann *et al.*, 1990). Im Gegensatz dazu beginnt die Pigmentsedimentation in der 610 m-Falle erst Ende Mai und weist den im Atlantischen Wasser um ca. einen Monat verschobenen Beginn des Phytoplanktonwachstums auf (Wassmann *et al.*, 1990).

Die für das Hauptsedimentationsereignis (Juni/Juli) berechneten **Verhältnisse der Phaeopigmente zu Chl *a*** sind in Abb. 5.5 abgebildet; niedrige Werte weisen auf einen hohen Anteil des Chl *a*, und damit sehr "frisches" sedimentiertes Material, hin. Hierbei wird deutlich, daß in der 610 m-Falle das Material nur während der Hauptsedimentation Ende Juni/Anfang Juli einen hohen Chl *a* Anteil aufweist, während in der 1950 m-Falle und insbesondere in der 1840 m-Falle extrem Chl *a*-haltiges Material im gesamten Juni und Juli sedimentierte. Die Qualität des sedimentierten Materials der 1840 m-Falle ist im Meßintervall Ende Juni (s. Pfeil, Abb. 5.5) mit den in der Wassersäule für Mai bestimmten Verhältnisse der Phaeopigmente zu Chl *a*

vergleichbar. Dieses Signal wird von einer hohen Sedimentation von Fuc. begleitet, während $\text{Chl } c_{1+2}$ hier ein Minimum aufwiesen (Abb. 4.21).

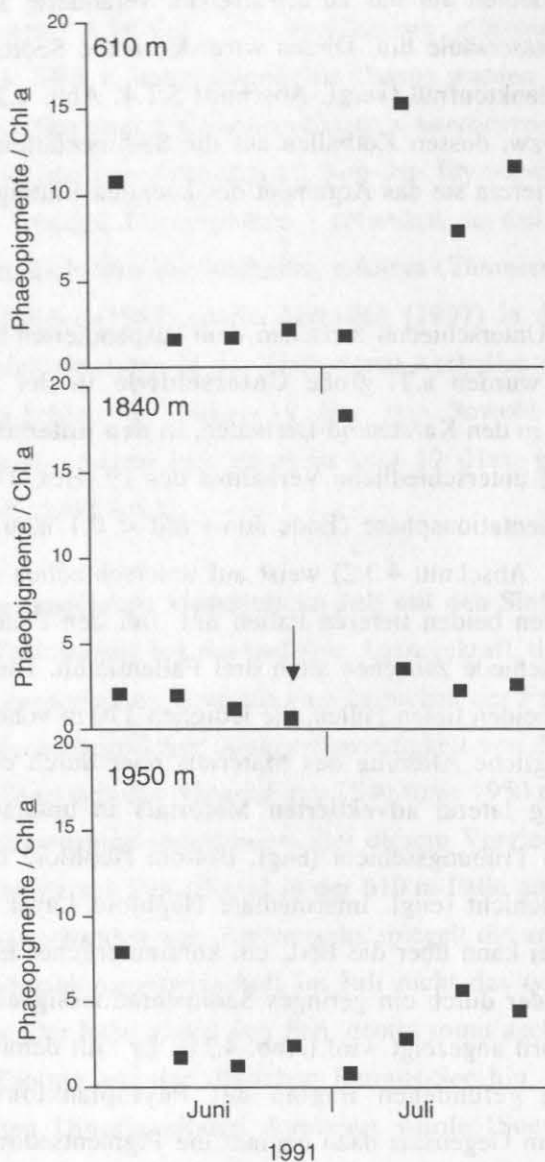


Abb. 5.5: Molare Verhältnisse der Phaeopigmente zu Chl a in den Sinkstoffen der BI-2-Verankerung der Hauptsedimentation Juni / Juli (1.6.-23.7.1991). Der Pfeil markiert extrem frisches Material, das mit Verhältnissen aus der Wassersäule vergleichbar ist.

Dies kann als Hinweis auf den lateralen Eintrag von *Phaeocystis* aus der Barents-See, die Fuco. (s.o.) als wichtigstes Pigment besitzen, gewertet werden. Da bei neritischen Formen ebenfalls ein geringerer Gehalt von $\text{Chl } c_3$ gegenüber den ozeanischen Formen gefunden wurde (R. Barlow, Plymouth, pers. Mittg.), können hierüber die vergleichsweise geringen $\text{Chl } c_3$ -Sedimentationsraten in diesem Zeitintervall (Ende Juni) erklärt werden. Andererseits können die geringen Sedimentationsraten von $\text{Chl } c_{1+2}$ auch eine natürliche Variabilität des

selektiven Abbaues von Pigmenten widerspiegeln (s. auch Abschnitt 5.1.3). Hierfür spricht, daß in der Untersuchung von Wassmann *et al.* (1990) ebenfalls im Vergleich zur Wassersäule wesentlich mehr Fuco. als Chl *c* in den Sinkstoffen gefunden wurde.

Im Gegensatz zu diesem "frischen" Signal in der 1840 m-Falle wurden im gleichen Zeitintervall sehr hohe Sedimentationsraten von Phorb. *a* und Phyt. *a* in der 1950 m-Falle bestimmt (vergl. Abschnitt 4.3.2; Abb. 4.21 c). Da Phyt. *a* ein Marker ist, der häufig im Sediment nachgewiesen wurde (s. Abschnitt 5.1.4), kann dieses als Hinweis auf den resuspendierten Charakter des Materials gewertet werden. Ein Vergleich der Mittelwerte der Chlorinzusammensetzung (Tab. 4.7 a-c; Abb. 4.23) weist nicht nur während der Hauptsedimentation Unterschiede zwischen den beiden unteren Fallen auf. Das Signal in der 1840 m-Falle ist den gesamten Juni durch stark Chl *a*-haltiges Material und im Juli durch Phorb. *a*-haltiges Material geprägt; in 1950 m ist dagegen das Signal über beide Monate gleichbleibend und Chl *a* nimmt ca. 25 % der Gesamtchlorine ein. Damit erreicht während der Hauptsedimentation Material die 1840 m-Falle, welches kurz nach, oder während der Sedimentation, durch Zwischentrübeschichten (engl. INL's), die sich vom Schelf lösen, in die Fallen transportiert wird (Thomsen, 1993; Maassen, 1994; von Bodungen *et al.*, 1995; Fohrmann, 1996). Das Material aus der 1950 m-Falle hatte dagegen häufigeren Bodenkontakt und damit ein Phaeopigment-haltigeres Signal, welches sich über den Untersuchungszeitraum in der Zusammensetzung kaum veränderte.

Weitere Informationen über den lateralen Eintrag von bereits sedimentierten Material geben vermutlich die bisher nicht bekannten **Chl-ähnl.-Pigmente 1 bis 3**. Diese Marker sind zur Zeit noch schwierig zu interpretieren, da weder ihre chemische Struktur, noch ihre Bildungswege bekannt sind (vergl. Abschnitt 3.2.2; 4.3.2). Nicht alle Pigmente wurden in der Wassersäule gefunden. Da die Chl-ähnl. Pigmente 1 und 2 in Kotballen auftreten, könnten sie dort gebildet worden sein, aber auch mit der Nahrung aufgenommen worden sein. Das Chl-ähnl. Pigment 3 wurde dagegen nur im Sediment gefunden (vergl. Abschnitt 4.3.3) und kann eventuell als Marker für Resuspension eingestuft werden. Daraus würde folgen, daß in die 610 m-Falle resuspendiertes Material eingetragen wurde (Abb. 4.22 b). Da aber die höchsten Pigment-sedimentationsraten in dem gleichen Fangintervall auftraten, müßte dieser Transport relativ schnell über INL's verlaufen. Hier sind weitere Studien notwendig, um eine mögliche Markerqualität dieser Pigmente zu erforschen.

Insgesamt läßt sich für die Sedimentation am Barents-See Kontinentalhang folgendes Szenario durch die Pigmentmessungen ableiten: Sowohl die Zusammensetzung des Phytoplanktons als auch die Phaeopigment- und Chl *a*-Sedimentationsraten deuten auf einen Eintrag lateral advektierten Materials aus der Barents-See hin. Dabei wurde das Material in den drei Fallen in unterschiedlichen Trübezonen transportiert. Während sich der Eintrag der Sinkstoffen in die 610 m-Falle nicht eindeutig zuordnen läßt, wurden die Sinkstoffen in die 1840 m-Falle

über eine INL schnell transportiert. Der Eintrag über die INL muß dabei während der Hauptsedimentationsphase sehr rasch erfolgt sein, da die Gesamtchlorinzusammensetzung in diesen Sinkstoffen mit der Wassersäule vergleichbar war. Die Sinkstoffe in der 1950 m-Falle hatten dagegen einen deutlichen resuspendierten Anteil des sedimentierten Materials, was auf einen Transport über eine BNL schliessen läßt. Da aber auch in dieser Falle hohe Sedimentationsraten von Chl *a* bestimmt wurden, wird das Chl *a* in dieser BNL nicht vollständig abgebaut. Durch die Turbulenzen in der BNL wird das Material langsamer transportiert und es gelangt über einen längeren Zeitraum Material mit einem relativ hohen Chl *a*-Anteil in diese Falle. Diese Einträge von frischem (Chl *a*-haltigem) nährstoffreichem Material haben einen großen Einfluß auf die Nahrungsversorgung des Tiefseebenthos in dieser Region (Grebmeier und Barry, 1991).

Die hier beobachteten hohen lateralen Einträge von relativ frischem Material weisen auf einen deutlichen Export der Anteile der Primärproduktion aus der Schelfregion der Barents-See hin. Der Export findet nicht nur durch Phytoplanktonaggregate statt, sondern auch bereits gefressenes Phytoplankton wird in Form von distinkten Partikeln, wie Kotballen und Appendicularien-Gehäusen (von Bodungen *et al.*, 1995; Zeller, 1996), lateral advektiert. Die Bedeutung des Exportes von Anteilen der Primärproduktion aus hochproduktiven Schelfregionen in tiefe Ozeanbecken wird seit einigen Jahren diskutiert. Erste Annahmen gingen von einem sehr hohen Export aus, da mehr als 50 % der Primärproduktion nicht auf dem Schelf konsumiert wurden und der exportierte Anteil in etwa mit 25 % beziffert wurde (Walsh *et al.*, 1981). Studien im Rahmen des "Shelf Edge Exchange Processes" (SEEP-I und II) ergaben für die Schelfregion im mittleren Atlantik Anteile von <10 % (SEEP-I, Biscaye *et al.*, 1988) bis zu <5 % (SEEP-II, Biscaye *et al.*, 1994) bzw. <2 % (SEEP-II, Anderson *et al.*, 1994). Studien weiter südlich (Cape Hatteras) der SEEP-Untersuchungsgebiete I und II legen dagegen einen hohen Eintrag lateral advektierten Materials (Verity *et al.*, 1996; Wood *et al.*, 1996) von den Schelfregionen nahe, der bisher allerdings noch nicht quantifiziert wurde. Auch in der vorliegenden Untersuchung sind keine umfassenden Daten über u.a. Primärproduktion, Zooplanktonbestände und Freßdruck aus der Barents-See vorhanden, um den Export aus der Barents-See quantifizieren zu können. Eine Möglichkeit für die grobe Abschätzung des Eintrages ist der Vergleich von Chl *a* Sedimentationsraten aus der Barents-See mit den in der vorliegenden Untersuchung bestimmten Sedimentationsraten dieses Pigmentes in den Sinkstoffen der BI-2. Unter der Verwendung der Sedimentationsraten für Chl *a* (100 m Tiefe) aus Wassmann *et al.* (1990, 1.65 bzw. 0.57 mg Chl *a* m⁻²d⁻¹) für die zentrale Barents-See, würden 8 bis 23 % des Chl *a* in die beiden unteren Fallen exportiert worden sein. Auch wenn dieser Wert nicht mit dem prozentualen Eintrag der Anteile der Primärproduktion vom Schelf in Tiefseebecken gleichzusetzen ist, ist der Barents-See Schelf als Region mit hohem Export vom Schelf in die Ozeanbecken einzustufen.

5.3.3 Pigmentsedimentation durch Kotballen in den Sinkstoffen der BI-2-Verankerung am Barents-See Kontinentalhang

Kotballen stellen potentiell in pelagischen Systemen ein schnelles **Transportvehikel** für den nach unten gerichteten Transport von Phytoplanktonkohlenstoff aus der euphotischen Zone dar; ihr Anteil kann 1 bis 95 % des sedimentierten POC betragen (Smetacek, 1980; Bathmann *et al.*, 1987; von Bodungen, 1987; Dilling und Alldredge, 1993; Lane *et al.*, 1994; Buck und Newton, 1995; Michel *et al.*, 1996). In dem Material der BI-2-Verankerung wurden sowohl intakte Kotballen von Appendicularien, Copepoden, Euphausiaceen und Ostracoden als auch fragmentierte Kotballen, die keinem speziellen Zooplanktontyp zugeordnet werden konnten, gefunden. Zusammen machten sie zwischen 10 bis 40 % des sedimentierten POCs aus (Zeller, 1996). Von den im Mai in der Wassersäule dominanten Copepoden (überwiegend *C. finmarchicus*), deren Freßdruck sich durch die hohen Phorb. *a*-Konzentrationen in dem suspendierten Material widerspiegelte (s. Abschnitt 5.3.1), konnten in der 610 m-Falle kaum Kotballen gefunden werden (Zeller, 1996). Trotz höherer Abundanzen dieser Kotballen in den beiden tieferen Fallen reichte das Material nicht für die Pigmentmessungen mit der HPLC aus. Da der Anteil der Copepoden-Kotballen in allen Fallen aber nur ca. 0.7 % des über intakte Kotballen sedimentierten POCs ausmachte, kann ihr Anteil für die Pigmentsedimentation als gering eingestuft werden. Ursache für das mangelnde Abbild von Copepoden-Kotballen in Fallen sind die Veränderung bzw. Zerstörung von Kotballen durch Coprophagie (Fressen der Kotballen), Coprorhexie (Zerkleinerung der Kotballen) und Coprochalie (Volumenvergrößerung der zerstörten Kotballenbruchstücke, Noji, 1989; Lampitt *et al.*, 1990; Noji *et al.*, 1991; González und Smetacek, 1994). Eine Sedimentation der Kotballen wird hierdurch reduziert, bzw. die Sedimentationsgeschwindigkeit wird stark herabgesetzt.

Weiterhin können Kotballen bei ihrem Weg durch die Wassersäule, je nach Sinkgeschwindigkeit und Umgebungstemperatur, Abbauprozessen unterliegen. In Laborexperimenten zur Alterung von Kotballen wurde z.B. die Lösung von biogenem P*Si* zu gelöstem Silkat nachgewiesen (Machado, 1993). Außerdem konnte ein Abbau von Chl *a*, Phaeopigmenten, sowie Kohlenstoff und Stickstoff dokumentiert werden (Roy und Poulet, 1990). **Vergleiche** zwischen den Pigmentkonzentrationen von *in situ* und sedimentierten Kotballen zeigten bei Appendicularien wesentlich höhere Pigmentgehalte in den *in situ*-Kotballen, während bei Euphausiaceen die höchsten Pigmentkonzentrationen in dem sedimentierten Material der 610 m-Falle gefunden wurden (Abb. 5.6). Aufgrund der relativ hohen Sinkgeschwindigkeit von ca. 204 m pro Tag (*Meganyctiphanes norvegica*, Youngbluth *et al.*, 1989) ist die Modifikation von Euphausiaceen-Kotballen in der Wassersäule offensichtlich gering und die Unterschiede zwischen den Kotballen lassen sich vermutlich auf andere Nahrungsgrundlagen zurückführen. Da Euphausiaceen-Kotballen andererseits auch leicht zerfallen und für die vorliegende Messung mehrere Fragmente verwendet wurden (Tab. 3.9), könnten auch hierüber die

Unterschiede im Pigmentgehalt erklärt werden. Da die höchsten Chl *a*-Anteile an den Gesamtchlorinen in den beiden tieferen Fällen bestimmt wurden, und die sonstige Zusammensetzung der Phaeopigmente in diesen Kotballen eine große Ähnlichkeit zu den *in situ* Kotballen aufweist, kann auch ein schneller lateraler Transport von Euphausiaceen-Kotballen-Fragmenten in die tieferen Fallen erfolgt sein.

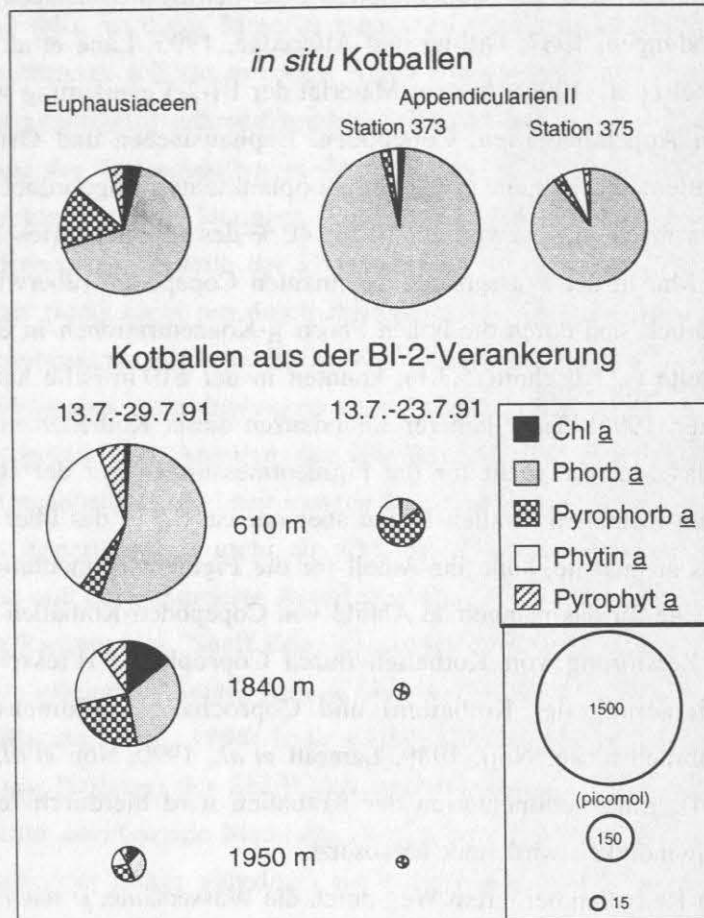


Abb. 5.6: Vergleich der Phaeopigment- und Chl *a*-Zusammensetzung aus den *in situ*- und sedimentierten Kotballen (Bi-2-Verankerung) am Barents-See Kontinentalhang 1991. Die Größe der Kreise ist proportional zur Pigmentkonzentration (picomol).

Die großen Unterschiede in den Pigmentkonzentrationen innerhalb der *in situ* **Appendicularien-Kotballen** lassen auf eine große Heterogenität des Nahrungsangebotes bzw. der -aufnahme schließen. Da für St. 373 keine Konzentrationen der Phytoplanktonbiomassen vorliegen, können diese Unterschiede hier nicht interpretiert werden. Saisonale Veränderungen von pelagischen Gemeinschaften, wie der Wechsel von einer Diatomeen- (Winter und Frühjahr) zu einer Flagellaten- und Mikrozooplankton-Gemeinschaft im Sommer, konnten in dem Inhalt von Appendicularien-Kotballen (*O. vanhoeffeni*) dokumentiert werden (Deibel und Turner, 1985; Urban *et al.*, 1992). Ebenso wurden jahreszeitliche Schwankungen in dem Pigmentgehalt des Darminhalts von Appendicularien gefunden. Die höchsten Pigmentgehalte waren dabei im

Frühjahr, zur Zeit der höchsten Phytoplanktonbiomasse, vorhanden (Landry *et al.*, 1994). Die großen Unterschiede, sowohl in der Zusammensetzung als auch in den Konzentrationen der Pigmente von frischen und sedimentierten Kotballen der Appendicularien, hat aber vermutlich andere Ursachen, als einen Abbau in der Wassersäule, da bei 5°C Wassertemperatur der Chlorophyll- und Phaeopigmenteabbau in Kotballen nur langsam erfolgt (Roy und Poulet, 1990). Eine unterschiedliche Menge im Nahrungsangebot ist als Ursache ebenfalls unwahrscheinlich, da im Frühjahr höhere Chl *a*-Konzentrationen in der Wassersäule vorhanden waren, während die Pigmentkonzentrationen in den sedimentierten Kotballen gering waren (vergl. Abschnitt 4.5.5; Abb. 4.54 b). Eine andere Artenzusammensetzung des Phytoplanktons ist als Ursache ebenfalls unwahrscheinlich, da sich die Tiere, wie oben bereits erwähnt, dem jahreszeitlichen Wechsel des Nahrungsangebotes anpassen können. Plausibler ist eine schnelle Abstoßung der Kotballen durch Fangstress, d.h. daß die *in situ* Kotballen kein "reales" Pigmentsignal von Appendicularien-Kotballen zeigen. Diese Überlegung wird durch die Beobachtung unterstützt, daß die Organismen in dem Netzfang ihre Häuser bereits durch die Fluchtöffnung verlassen hatten, und die meisten Tiere während des Defäkation-Versuches verendeten. Appendicularien sind sehr labile Organismen und intakte Tiere können nur durch eine schonende Probennahme - z.B. durch Taucher - erhalten werden (Flood, 1991). Weiterhin wurde in gezielten Freßexperimenten eine 80 %ige Zerstörung des Chl *a*-Signales (Bochdansky und Deibel, 1997) und nur eine geringe Phaeopigmentbildung gefunden (Bochdansky, Newfoundland, pers. Mittg.). Die gänzlich andere Gesamtchlorinzusammensetzung, mit ca. 90 % Phorb. *a* in den *in situ* Kotballen im Vergleich zu maximal 36 % aller sedimentierter Kotballen, ist ein weiteres Indiz für eine ungewöhnliche Modifikation der Chlorine in den Kotballen der *in situ*-Appendicularien. Betrachtet man die absoluten Konzentrationen in den Kotballen, müßte während des Vertikaltransportes selektiv Phorb. *a* abgebaut worden sein, da aus Phorb. *a* kein Phyt. *a* gebildet wird (s. Abschnitt 5.1.4). Bei den Euphausiaceen waren dagegen zwischen *in situ* und sedimentierten Kotballen vergleichsweise geringe Unterschiede in den Gesamtchlorinen vorhanden. Diese Organismen hatten weder ihre Mobilität, noch ihre Überlebensfähigkeit durch die Netzfangmethode verloren. So ist anzunehmen, daß bei den Appendicularien die *in situ* Kotballen ein unrealistisch hohes Pigmentsignal für diese Organismengruppe widergeben.

Die Untersuchungen der **sedimentierten Kotballen** zeigen eine unterschiedliche Überlieferung der **Pigmentsignale durch drei Organismotypen**, sowie z.T. zwischen den verschiedenen Fangintervallen bzw. Fallentiefen (vergl. Abschnitt 4.5.5, Abb. 4.58). In Appendicularien-Kotballen wurden vorwiegend Phaeopigmente und Chl *b* und *c* gefunden. Im Gegensatz zu Euphausiaceen und Ostracoden lagen die Konzentrationen der Pigmente pro mm³ in den Fangintervallen Ende Juli in beiden Fällen geringfügig höher. Ursache für diese Zunahme

ist vermutlich die sich jahreszeitlich verändernde Ausscheidungsrate der Appendicularien (Deibel, 1988).

Der Anteil des Chl *a* an den Gesamtchlorinen (Tab. 4.21) war bei Appendicularien-Kotballen am geringsten (1 - 14 %) und bei Euphausiaceen-Kotballen, je nach Fangintervall, etwas höher (1 - 25 %). In Ostracoden-Kotballen wurden die höchsten Anteile von Chl *a* gefunden (26 - 65 %). Bei den Ostracoden-Kotballen wurden weiterhin die höchsten absoluten Pigmentkonzentrationen und die größte Diversität von Pigmenten bestimmt (Abb. 4.58). Diese Befunde deuten auf eine unterschiedliche Verwertung der aufgenommenen Nahrung bei den drei Zooplanktongruppen hin, da die durchgeführten REM-Aufnahmen keine wesentlichen Unterschiede in der Nahrungszusammensetzung zeigten (Abb. 4.59). Die REM-Aufnahmen zeigten ebenfalls den unterschiedlichen Zustand des gefressenen Materials, wobei in Ostracoden-Kotballen intakte, nicht angelöste Coccosphären gefunden wurden (vergl. Abschnitt 4.5.5). Dagegen fanden sich in den Appendicularien- und Euphausiaceen-Kotballen nur stark angelöste Coccolithen. Bei den Appendicularien war der Zerstörungsgrad des gefressenen Materials am größten. An Parallelproben der Kotballen durchgeführte Alkenonmessungen wiesen ebenfalls in der Alkenon-Konzentration und -Zusammensetzung ($C_{37:2}$ bzw. $C_{37:3}$) eine starke Heterogenität zwischen den Zooplanktongruppen auf, die darüber hinaus zwischen den verschiedenen Falltiefen variierte (Thomsen, 1993). Ein Vergleich der Kohlenstoffgehalte der Kotballen zeigte, ebenso wie die Pigmentmessungen, eine Abnahme von Ostracoden- zu Euphausiaceen- und Appendicularien-Kotballen (Zeller, 1996). Bei einer zeitgleichen Studie in der östlichen Barents-See fanden González und Smetacek (1994) ebenfalls einen deutlich geringeren Kohlenstoffgehalt in den Kotballen von Appendicularien im Vergleich zu Copepoden. Die Unterschiede in den Pigmentgehalten der Euphausiaceen- und Appendicularien-Kotballen in den Sedimentationsintervallen Ende Juli sind nicht so stark ausgeprägt wie zur Hauptsedimentation Ende Juni; dieses steht im Einklang mit Untersuchungen aus einem Fjord südlich von Bergen (Bjørnafjorden), wo ein höherer Kohlenstoffgehalt in Appendicularien-Kotballen im Vergleich zu den Euphausiaceen-Kotballen bestimmt wurde (González *et al.*, 1994a).

Eine Veränderung der Pigmentsignale in den sedimentierten Kotballen durch bakteriellen Abbau ist unwahrscheinlich, da bei einer Inkubationstemperatur von 5°C zwischen den Kotballen mit und ohne Bakterizid kaum Unterschiede über einen Monat gefunden wurden (Roy und Poulet, 1990). Auch der Verlust von Kohlenstoff durch Bakterienaktivität ist vermutlich gering: Nach Lampitt *et al.* (1990, sowie Literatur darin) sind Bakterien in dieser Region aufgrund der geringen Temperatur nicht massenhaft auf Kotballen vorhanden und ihre Aktivitäten haben keine signifikante Veränderung des Sedimentationssignals der Kotballen zur Folge. Da die extrem hohen Chl *a*-Anteile und -Konzentrationen gerade bei den Ostracoden-Kotballen in 1840 m auf einen schnellen Transport hinweisen, reflektiert die Abnahme in den Pigmentkonzentrationen von Ende Juni zu Ende Juli (Abb. 4.58) den saisonalen Unterschied im Nahrungsangebot bzw. die sich ändernde Ernährungsweise der Organismen.

Da für die ebenfalls in den frischen und sedimentierten Kotballen gefundenen **Chl-ähnl. Pigmente 1 und 2** keine chemische Struktur vorliegt, können keine Rückschlüsse über deren Genese erfolgen (Abb. 4.57). Denkbar ist sowohl, daß diese Chl-ähnl. Pigmente während der Verdauung durch Zooplankton selbst gebildet werden, als auch, daß sie ein Produkt alternden Phytoplanktons sind. Die relative Verteilung der Peakflächen zeigt einen Zusammenhang zwischen geringer Peakfläche pro mm^3 in weniger stark abgebauten Material in den Kotballen (Ostracoden) zu hohen Peakflächen pro mm^3 in stärker degenerierten Kotballen (Euphausiaceen, Appendicularien). Da die extrem hohen Peakfläche pro mm^3 der Appendicularien-Kotballen aus der 610 m-Falle mit den höchsten Phaeopigmentkonzentrationen einhergehen, ist ein Zusammenhang zwischen den Abbauprodukten des Chl *a* und diesen Chl-ähnl. Pigmenten wahrscheinlich.

Die beobachteten Unterschiede im Pigmentgehalt der Kotballen, je nach Fallentiefe und Fangintervall, verdeutlichen eine starke Variabilität des Pigmentsignales, so daß einzelne Messungen nicht auf andere Fangintervalle übertragen werden sollten. Daher wurde, jeweils für das entsprechende Fangintervall, der Anteil der durch Kotballen sedimentierten Pigmente berechnet, indem der pro Fangintervall bestimmte Kotballen-Volumenfluß ($\text{mm}^3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) der jeweiligen Zooplanktongruppe mit dem gemessenen Pigmentgehalt pro mm^3 multipliziert wurde. Der so bestimmte, durch **Kotballen beigetragene Pigmentfluß** wurde in Beziehung zu den entsprechenden Sedimentationsraten der Pigmente (nach Gruppen zusammengefaßt) gesetzt (Abb. 5.7). Für alle Fallen gilt, daß der Anteil der Copepoden-Kotballen in dieser Berechnung nicht berücksichtigt wurde, da die vorhandenen Kotballenmengen nicht für eine quantitative Bestimmung der Pigmente durch die HPLC-Messung ausreichen. Dieser Umstand führt lediglich in den beiden unteren Fallen zu einer geringfügigen Unterschätzung der durch Kotballen verursachten Pigmentflüsse (s. oben).

Ostracoden-Kotballen wurden in der 610 m-Falle in den untersuchten Zeitintervallen nur vom 13. bis 20. Juli 1991 gefunden (Zeller, 1996); da sie dort nur 0.6 % des POC-Flusses intakter Kotballen ausmachten, ist auch hier der Fehler durch die Nichtberücksichtigung dieses Kotballentyps gering.

Ein größerer Fehler könnte allerdings durch die bei der Berechnung nicht berücksichtigten Bruchstücke (Zeller, 1996) entstehen. Deren Anteil beträgt ca. 74 % in der 610 m-Falle und 25 % in den beiden tieferen Fallen an dem als Gesamtfluß bezeichneten Kotballen-POC-Fluß, welcher aus intakten Kotballen und Bruchstücken besteht. Der errechnete POC-Fluß durch die Bruchstücke wurde, unter Verwendung der POC-Umrechnungsfaktoren von intakten Kotballen, auf Volumen bezogen berechnet (Zeller, 1996).

Den beobachteten Bruchstücken in der vorliegenden Untersuchung eine entsprechende Pigmentkonzentration zuzuordnen, ist nicht sinnvoll, da nicht beurteilt werden kann, ob diese Bruchstücke in der Natur zerstört oder erneut gefressen wurden. Eventuell wurden Kotballen

auch erst beim Probensplitten fragmentiert. Darüber hinaus können die Kotballen-Bruchstücke nur ungenügend einzelnen Zooplanktongruppen zugeordnet werden. Über die Veränderung von Pigmenten in zerstörten Kotballen ist wenig bekannt. Der Schutz vor Photooxidation (Nelson, 1987; Nelson und Robertson, 1993) würde jedoch im oberen Teil der Wassersäule eingeschränkt sein, so daß der Pigmentgehalt vermutlich verringert wird. Weiterhin ist eine höhere Besiedlung mit Bakterien möglich (Noji *et al.*, 1991), die den Abbau der organischen Substanz erhöhen. Da sich zusätzlich die Kotballen verschiedener Zooplanktongruppen hinsichtlich des Pigmentgehaltes und der Zusammensetzung sehr stark unterschieden, würde eine Berücksichtigung dieser Bruchstücke bei der Berechnung des Pigmentflusses durch Kotballen mit großen, nicht quantifizierbaren Fehlern behaftet sein. Aufgrund der beschriebenen Probleme wurde auf eine Pigmentzuordnung bei diesen Bruchstücken verzichtet. Die in Abb. 5.7 dargestellten Pigmentflüsse durch Kotballen stellen somit eine Minimum-Abschätzung dar, die, je nach Anteil der fragmentierten Kotballen, höher liegen könnte. Welche Bedeutung diese Unterschätzung für die getroffenen Aussagen hat, wird später erneut aufgegriffen.

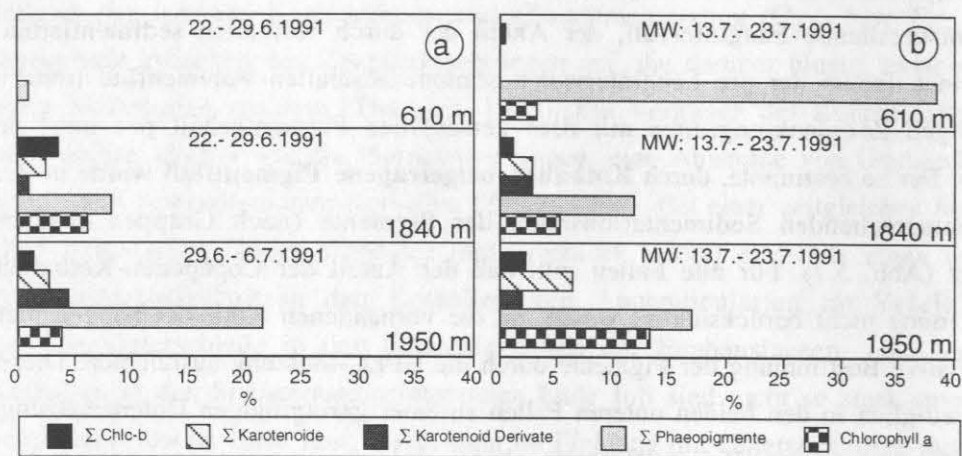


Abb. 5.7: Der durch Kotballen sedimentierte prozentuale Anteil in Gruppen zusammengefaßter Pigmente in den unterschiedlichen Fallentiefen für a) das Fangintervall 22.- 29.6.1991 bzw. 29.6.- 6.7.1991 (1950 m); b) Mittelwert (MW) aus den Fangintervallen 13.- 20.7.1991 und 20.- 23.7.1991 der BI-2-Verankerung. Σ : Summe aus der jeweiligen Pigmentgruppe.

Der Prozentsatz, der über Kotballen in die Sinkstoffe sedimentierten Pigmente, zeigt in allen Fallentiefen einen geringeren Anteil während der Hauptsedimentationsphase (Ende Juni für 610 und 1840 m, Anfang Juli 1950 m; Abb. 5.7 a) im Vergleich zu den letzten beiden Fangintervallen Ende Juli (Abb. 5.7 b). Insbesondere Chl *a*, Karotenoide, Karotenoid-Derivate und Chl *c-b* machen nur ca. 5 % der sedimentierten Pigmente während der Hauptsedimentationsphase in allen Fallentiefen aus (Abb. 5.7 a).

In der 610 m-Falle wurden während dieses Fangintervalls lediglich Phaeopigmente über Kotballen eingetragen. Selbst wenn man die Fehler (s. oben) berücksichtigen würde, ist der Eintrag von Pigmenten über Kotballen in diesem Fangintervall als vernachlässigbar zu bezeich-

nen. Das Ende Juni in der 610 m-Falle gefundene Pigmentsignal ist damit fast ausschließlich auf sedimentiertes Phytoplankton zurückzuführen.

Anders verhält es sich in den beiden tieferen Fallen, wo ein Mischsignal aus Phytoplankton- und Zooplanktonpigmenten die sedimentierten Pigmente bildet (Abb. 5.7 a, b). Allerdings ist der Eintrag durch Kotballen in der 1840 m-Falle Ende Juni geringer als in der 1950 m-Falle (Anfang Juli). Während des Sedimentationereignisses Ende Juli (Abb. 5.7 b) ändert sich dieses Bild für die beiden unteren Fallen nur geringfügig; es wurden insgesamt etwas mehr Pigmente über die Kotballen in diese Fallen transferiert. Dagegen sind Ende Juli in der 610 m-Falle fast 40 % der Phaeopigmente durch Kotballen eingetragen worden. Berücksichtigt man in dieser Falle (610 m) noch den Anteil der Bruchstücke, könnten hier Ende Juli weitgehend alle Phaeopigmente über Kotballen in die Falle gelangt sein.

Damit kann für die 610 m-Falle eine Phytoplanktonsedimentation (Ende Juni) deutlich von einer fast ausschließlichen Sedimentation der Pigmente durch Zooplanktonkotballen (Ende Juli) unterschieden werden. Weiterhin ist auffällig, daß in der 1950 m-Falle Ende Juli ein relativ hoher Prozentsatz des sedimentierten Chl *a* (14 %, Abb. 5.7 b) über Kotballen eingetragen wurde. Hierdurch wird deutlich, daß ein hohes Chl *a*-Signal in den Sinkstoffen nicht zwangsläufig durch Phytoplanktonsedimentation verursacht sein muß, sondern auch Kotballen aufgrund ihres unverdauten Chl *a*-Anteils signifikant zum Chl *a*-Fluß in Sinkstoffen beitragen können. Umgekehrt lassen sich gefundene Phaeopigmentflüsse nicht ausschließlich auf den Freßdruck bzw. die Kotballen von Zooplankton zurückführen. So kann der gesamte Phaeopigmentfluß (Abb. 4.21 c), der in den Sinkstoffen bestimmt wurde, in den beiden unteren Fallen auch bei Berücksichtigung der fragmentierten Kotballen nicht vollständig über die Kotballenpigmente erklärt werden (der Pigmentfluß durch Kotballen würde sich um max. 25 % erhöhen s.o.). Durch eine Kombination der Analyse von Pigmentmessungen an Sinkstoffen und Kotballen mit einer Bestimmung der Kotballen-Anzahl (Mikroskopie) kann eine Beurteilung der Qualität des sedimentierten Signals vorgenommen werden. Phytoplanktonsedimentationen können von einer Kotballen-dominierten Sedimentation abgegrenzt werden, wobei unter Umständen auch die Herkunft der Kotballen aufklärbar ist. Somit können pelagische Systeme weitaus besser quantifiziert werden.

Die hier gefundenen prozentualen Anteile an den sedimentierten Pigmentflüssen durch Kotballen liegen in der gleichen Größenordnung, die für Alkenone bestimmt wurde (4 bis 22 %, Thomsen, 1993). Im Unterschied zu jenen Ergebnissen, wonach die Höhe der über Kotballen transportierten Alkenonflüsse zu verschiedenen Jahreszeiten über jeweils andere Zooplanktongruppen gesteuert wird, zeigen Abb. 4.51 a-d sowie 4.58, daß Ostracoden in allen Fallen die absolut höchsten Pigmentkonzentrationen aller Kotballen hatten. Um die unterschiedliche Anzahl bzw. Volumina der verschiedenen Zooplanktongruppen zu berücksichtigen, wurde in Abb. 5.8 a,b exemplarisch neben dem Gesamtfluß aller über Kotballen sedimentierten Pigmente auch der **Pigmentfluß der einzelnen Zooplanktongruppen für Chl *a* und Phaeo-**

pigmente in der 1840 m-Falle aufgezeigt. Danach wird über Kotballen sedimentiertes Chl *a* in den Sinkstoffen sowohl Ende Juni (Abb. 5.8 a) als auch Ende Juli (Abb. 5.8 b) fast ausschließlich über Ostracoden-Kotballen in die Sinkstoffe transferiert. Bei den Phaeopigmenten tragen dagegen auch die anderen Kotballentypen zur Pigmentsedimentation bei. Appendicularien-Kotballen stellen Ende Juli (Abb. 5.8 b) fast die Hälfte des Phaeopigment Sedimentationssignals, das durch Kotballen sedimentierte. Da Appendicularien überwiegend in neritischen Regionen vorkommen (Deibel und Turner, 1985; Deibel, 1988; González und Smetacek, 1994), kann die gefundene Zunahme der Kotballen mit der Tiefe in der BI-2-Verankerung (Zeller, 1996) nur durch laterale Advektion erklärt werden.

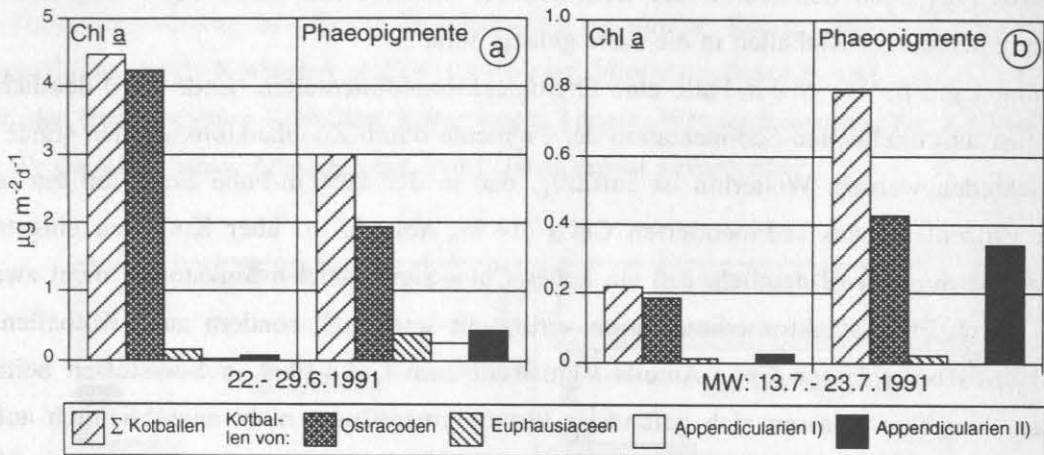


Abb. 5.8: Sedimentationsraten für Chl *a* und Phaeopigmente der gesamten Kotballen (Σ) und der jeweiligen Kotballen von Appendicularien (Größenklassen nach Tab 3.11), Euphausiaceen und Ostracoden für a) das Fangintervall 22.-29.6.1991 und b) Mittelwert (MW) aus den Fangintervallen 13.-20.7.1991 und 20.-23.7.1991 der 1840 m-Falle (BI-2-Verankerung). Σ : Summe aus der jeweiligen Pigmentgruppe.

Über **Ostracoden**, deren Kotballen in der 1840 und 1950 m-Falle signifikant zum Pigmentfluß in Sinkstoffen beitragen, ist relativ wenig bekannt. Nach Angel und Fasham (1975) nehmen sowohl der Artenreichtum, als auch die absoluten Anzahlen mit steigender geographischer Breite ab. Andererseits wurden im zentralen Arktischen Becken bis zu sieben, z.T. noch nicht bekannte, Ostracoden gefunden (Chavtur, 1978) und Mumm (1993) fand im Nansen Becken, daß Ostracoden, nach Copepoden, die zweitwichtigste Zooplanktongruppe waren. Im Untersuchungsgebiet war der Anteil von Ostracoden an der Zooplanktongemeinschaft - wie auch auf dem Vöring-Plateau (Noji, 1989) - jedoch gering (Zeller, 1996). Die Anzahl der Kotballen ist, im Vergleich zu denen der Appendicularien, in den beiden unteren Fallen gering und in der 610 m-Falle ist dieser Kotballentyp nur zeitweilig vorhanden (Zeller, 1996). Um die höhere Anzahl der Kotballen in den beiden unteren Fallen zu erklären, kann entweder ein "Bypassing" der 610 m-Falle angenommen werden, oder es erfolgte hier ebenfalls ein lateraler Transport der Kotballen. Untersuchungen im Nord-Ost-Atlantik zeigten eine starke Tag-

Nachtwanderungs-Aktivität dieser Organismen, die sich bei 60°N auf die oberen 1000 m der Wassersäule erstreckte (Angel und Fasham, 1975). Untersuchungen von E. Head (Bedford Institute, pers. Mittg.) zwischen Labrador und Westgrönland zeigten, daß Ostracoden sogar tägliche Vertikalwanderungen über 3000 m durchführen können. Unter der Voraussetzung, daß die Ostracoden in der euphotischen Zone fressen und in großen Tiefen exkretieren, erklärt dies, warum Ostracoden-Kotballen überwiegend in den beiden unteren Fallen und nur zeitweilig in der 610 m-Falle auftreten. Ein lateraler Eintrag dieser Kotballen ist unwahrscheinlich, da nach E. Head (Bedford Institute, pers. Mittg.) Ostracoden nur im ozeanischen Bereich leben. Über die Kotballenproduktion dieser Gruppe ist bisher ebenfalls wenig bekannt (Zeller, 1996). Freßexperimente mit diesen Tieren in der Dabob Bay zeigten nur eine etwas geringere Umwandlung von Chl *a* in Phaeopigmente (59 %) im Vergleich zu Euphausiaceen (ca. 66 %) und Copepoden (ca. 65 %) (Downs, 1989). Pigmentgehalte aus den Därmen verschiedener Zooplanktongruppen aus dem Santa Monica Becken (Kalifornien) zeigten dagegen einen wesentlich höheren Pigmentgehalt in Ostracoden im Vergleich zu Copepoden und Appendicularien (Landry *et al.*, 1994). In der Untersuchung von Landry *et al.* (1994) haben Ostracoden, ebenso wie in der vorliegenden Arbeit, nur einen geringen Anteil an der Zooplanktonbiomasse und ihr Anteil an den Gesamt-Darmpigmentgehalten des Zooplanktons ist gering. Auch wenn Ostracoden eine geringe Bedeutung an der Zooplanktongemeinschaft haben, sind ihre Kotballen, aufgrund ihrer Größe und der kompakten Form, als schnell sinkende Partikel einzustufen. Über die Kotballen wird aufgrund ihres hohen Pigmentgehaltes eine hochwertige Nahrung für benthische Organismen zur Verfügung gestellt. Wenn sich die von E. Head (Bedford Institute, pers. Mittg.) beobachtete Vertikalwanderung von 3000 m am Tag verallgemeinern läßt, tragen die Ostracoden insgesamt zu einem sehr schnellen Export primär gebildeter organischer Substanz aus der euphotischen Zone bei. Eine genauere Untersuchung über Verteilung und Lebensstrategien dieser Organismengruppe ist daher erforderlich.

5.4. Drifterstudie im im Ostgrönlandstrom

5.4.1 Phytoplanktonzusammensetzung im Ostgrönlandstrom im Herbst 1990

Die Produktionsphase des pelagischen Systems in der Grönländische-See ist extrem von der saisonalen Eisbedeckung abhängig (von Bodungen *et al.*, 1995). Durch das Schmelzen des Eises kommt es hier zur Ausbildung einer stabilen Oberflächenschicht, die Phytoplanktonwachstum begünstigt (Sakshaug und Slagstad, 1991). Es entwickelt sich eine Frühjahresblüte des Phytoplanktons, die sich dann in einer Sedimentation autotrophen Materials abbildet. Dies konnte über die starke Sedimentation chloroplastenreichen Diatomeen im Mai/Juni dokumentiert werden (Bauerfeind *et al.*, 1994). Durch die Kombination aus Eisfernerkundung und Partikelflußmessungen konnten für das Frühjahr sowohl für die Nordostwasserpolynia (ca. 80°S, Bauerfeind *et al.*, 1996; Ramseier *et al.*, 1996) als auch für Langzeitstudien von Sinkstoffen aus dem Jan Mayen-Strom (ca. 72°N) ein Zusammenhang zwischen der Eisbedeckung und dem Partikelfluß belegt (Bauerfeind *et al.*, 1995) werden. Ein weiterer Sedimentationspuls von Diatomeen wurde in der eisfreien Zeit aber auch im Herbst in den Jahresverankerungen aus dem Jan Mayen Strom dokumentiert (Kohly, 1994). Eine Hypothese für diese Sedimentation ist, daß die zu dieser Zeit deutlich geringere Lichteindringtiefe die Wachstumsbedingungen für das Phytoplankton in der euphotischen Zone dramatisch verschlechtert. Daraus resultiert ein Zusammenbruch des pelagischen Systems. Mit der Poseidon-Expedition 173/2 sollte dieser Prozeß kleinskalig mit einer Kurzzeitverankerung und einer Driftstudie untersucht werden.

Anhand der geringen Primärproduktion während der Driftuntersuchung wird deutlich, daß es sich bei dem pelagischen Ökosystem in der süd-östlich Grönländischen-See im Herbst 1990 um ein "alterndes", dem Ende der produktiven Phase entgegenstrebendes pelagisches System handelte. Aufgrund der Lichtlimitation konnten die unterhalb von 10 m in hohem Maße vorhandenen NS nicht mehr genutzt werden (Antia *et al.*, 1990). Der Anteil der Neuen Produktion an der Primärproduktion, bestimmt über die ^{15}N -Inkubationen, war im Vergleich zu Sommerwerten (f-ratio 0.4-0.7) niedrig und am Ende der Untersuchung vernachlässigbar (f-ratio 0.33 zu Beginn, 0.08 am Ende der Expedition, Koeve, 1992). Im Gegensatz dazu zeigt der von Claustre (1994) eingeführte Pigmentindex (f_{pig} , vergl. Abschnitt 5.2) sehr hohe Verhältnisse ($f_{\text{pig}} \approx 0.8$), die vergleichbar sind mit denen von Auftriebsgebieten (Dugdale und Wilkerson, 1992). Aus den unterschiedlichen "f-ratios" dieser beiden Methoden wird deutlich, daß das von Claustre (1994) eingeführte f_{pig} -Verhältnis ein sehr unzuverlässiger Index für die tatsächliche Bestimmung des Anteils der Neuen an der Primärproduktion ist. Ursache ist, daß bei Claustre (1994) ein hoher Anteil von Diatomeen und autotrophen Dinoflagellaten an der Phytoplanktongemeinschaft auch zwangsläufig zu einem hohen f-ratio führte. Ein hoher Anteil von Diatomeen in einer Phytoplanktongemeinschaft bedeutet aber nicht zwangsläufig, daß auch

gleichzeitig eine hohe Neue Produktion vorhanden ist. Deshalb mag dieses f_{pig} -Verhältnis für bestimmte pelagische Zustände plausible f -ratios geben (Claustre, 1994), eine allumfassende Gültigkeit ist jedoch keinesfalls vorhanden.

Das Phytoplankton in dieser Driftstudie war im wesentlichen durch Diatomeen geprägt (vergl. Abschnitt 4.4.1, Abb. 4.26); ein typischer Befund für diese Jahreszeit, der durch die wiederkehrend hohen Sedimentationraten dieser Phytoplanktongruppe in 500 m Wassertiefe über mehrere Jahre in Langzeituntersuchungen belegt wurde (Kohly, 1994). Die Diatomeen setzten sich aus einer Gemeinschaft von diversen Arten der Gattungen *Rhizosolenia*, *Chaetoceros* und *Nitzschia* zusammen (Antia *et al.*, 1990) und sind in der Regel ganzjährig die wichtigste Phytoplanktongruppe in der Grönländischen-See (Cleve, 1900; Gran, 1902a; Gran, 1902b; Smayda, 1958; Kohly, 1994). Das Ende der pelagischen Phase während der Drifteruntersuchung wird durch eine vermehrte Sporenbildung von Diatomeen-, aber auch ChrysophyceenCysten angezeigt (Antia *et al.*, 1990).

Neben Diatomeen gewannen während der Driftstudie autotrophe Dinoflagellaten zunehmend an Bedeutung (vergl. Abschnitt 4.4.1). In dieser Gruppe war *Ceratium arcticum* dominant; es wurden aber auch weitere Arten der Gattung *Ceratium spp.* und *Peridinium spp.* sowie athekate Flagellaten im Bereich von 5 bis 12 μm gefunden (Antia *et al.*, 1990). HPLC-Pigmentmessungen mit *in situ*-Phytoplanktonproben zeigten einen selektiven Freßdruck des Mikrozooplankton auf diese Phytoplanktongruppe (Antia, 1991). Daher kann die Zunahme der autotrophen Dinoflagellaten im Laufe der Drifteruntersuchung vermutlich auf den nachlassenden Freßdruck des Mikrozooplanktons (Antia, 1991) zurückgeführt werden.

Als dritt wichtigste Gruppe wurden Prymnesiophyceen gefunden, die überwiegend aus Coccolithophoriden der Arten *C. pelagicus* und, deutlich weniger, *E. huxleyi*, bestanden (Antia *et al.*, 1990). *C. pelagicus* kann somit in der Grönländischen-See über den Marker 19'-Hex. nachgewiesen werden. *C. pelagicus* ist der wichtigste Coccolithophoride im Ostgrönlandstrom, dessen Sedimentation sich ebenfalls im Sommer und Herbst abbildet (Andruleit, 1995; Samtleben *et al.*, 1995a; Samtleben *et al.*, 1995b; Andruleit, 1997). *Phaeocystis*, ein weiterer typischer Vertreter der Prymnesiophyceen in der Grönländischen-See (Smayda, 1958; Arndt, 1990; Smith *et al.*, 1991; Smith, 1993; Bauerfeind *et al.*, 1994; Cota *et al.*, 1994), wurde auf dieser Expedition nicht gefunden. *Phaeocystis* wurde jedoch in diesem Untersuchungsgebiet während einer Drifteruntersuchung 1989 mikroskopisch erfaßt (Arndt, 1990) und mit HPLC-Pigmentmessungen über den Marker 19'-Hex. identifiziert (Mantoura *et al.*, 1990). Danach können, im Gegensatz zur Barents-See (vergl. Abschnitt 5.3), in der Grönländischen-See Prymnesiophyceen über 19'-Hex. nachgewiesen werden. Da es sich in der Region der Grönländischen-See um ozeanische Arten handelt, ist dieser Befund eine weitere Bestätigung für die Unterteilung in neritische Formen, welche das Pigment 19'-Hex. nicht besitzen, und ozeanische Formen, die darüber verfügen. Als weitere Flagellaten wurden Cryptophyceen, Pelagophyceen, Micromonadophyceen und die in dieser Arbeit als "grüne Algen" bezeichneten Formen gefunden (vergl. Abschnitt 4.4.1, Abb. 4.25 c). Ihr Anteil an der Gesamtbioasse war

allerdings gering. Prasinophyceen und als grüne Flagellaten bezeichnete Organismen wurden im Frühjahr in hohen Abundanzen in der Region um Jan Mayen gefunden, ebenso wie nicht näher spezifizierte Monaden (Smayda, 1958). HPLC-Messungen im Bereich der arktischen Front zeigen ebenfalls, daß Chl *b*-tragende Organismen einen großen Anteil des Phytoplanktons in dieser Region stellen können (Trees *et al.*, 1992). Vergleichbar mit dem Barents-See Kontinentalhang stellen Vertreter der Chlorophyten eine Hintergrundgemeinschaft des Phytoplanktons in der Grönländischen-See dar, die bisher kaum beschrieben wurde.

Die Phytoplanktonbiomasse zeigte außer zu Beginn, wo die höchsten integrierten Konzentrationen gefunden wurden, kaum Veränderungen während der Drifteruntersuchung. Der Anteil der Phaeopigmente an den Gesamtchlorinen war jedoch sehr hoch (vergl. Abschnitt 4.4.1, Tab. 4.9) und deutet auf einen aktiven Freßdruck des Zooplanktons hin. Der relativ hohe Anteil von Phorb. *a* in den oberen 100 m Wassersäule steht im Widerspruch zu dem Befund, wonach die dominanten Copepoden (z.B. *C. hyperboreus*) überwiegend unterhalb 500 m Wassertiefe gefunden wurden und die Tiere in Freßexperimenten keine Nahrung mehr aufnahmen (Antia *et al.*, 1990). Über Mikrozooplankton, dessen potentieller Freßdruck mit 10 bis 39 % des Chl *a*-"Standing Stocks" pro Tag bestimmt wurde, können die hohen Phorb. *a*-Konzentrationen nicht erklärt werden, da von ihnen nur 2 bis 6 % des ingestierten Chl *a* als Phaeopigmente ausgeschieden werden (Antia, 1991).

In Defäkationsexperimenten mit natürlichen Zooplanktonpopulationen wurden dagegen hohe Anzahlen von kleinen Kotbällen gefunden, die vermutlich hauptsächlich von den Copepoden *Oithona similis*, *Pseudocalanus* bzw. *Oncaea borealis* gebildet wurden. Diese Organismen erreichten zusammen Abundanzen von über 7000 Tieren pro m³ in den oberen 50 m der Wassersäule (Fürderer, 1991). Nach D. Slagstad (NIT, Trondheim, pers. Mittg.) vermehrt sich insbesondere *Oithona* in der Grönländischen-See im Herbst massenhaft, sobald die anderen dominanten Copepoden in ihre Überwinterungstiefen abtauchen. Eine starke Anreicherung dieser Zooplanktongruppe, ebenso wie bei *Pseudocalanus* und *O. borealis* zu dieser Jahreszeit, wurde im gesamten Bereich der Grönländischen-See gefunden (Richter, 1994). Die hohen Phaeopigment-Anteile an den Gesamtchlorinen können daher überwiegend durch den Freßdruck der kleinen Copepoden (*O. similis*, *Pseudocalanus* und *O. borealis*) zu dieser Jahreszeit erklärt werden. Inwieweit ihr starker Freßdruck auf das Phytoplankton mitverantwortlich für das Ende der pelagischen Primärproduktion ist, kann bisher nicht beurteilt werden. Die kleinen Copepoden wurden nicht als Schwimmer in dem Fallenmaterial gefunden und ihre Abundanzen waren mit maximal 700 Individuen pro m³ in der Wassersäule zwischen 50 und 100 m deutlich geringer als an der Oberfläche (Fürderer, 1991). Es ist unwahrscheinlich, daß diese Organismen für den Unterschied des Pigmentsignals zwischen dem vergifteten und unvergifteten Driftern verantwortlich sind (s. Abschnitt 5.1.3). Eher sollten andere, vertikal wandernde Zooplanktongruppen, dieses stark Phaeopigment-haltige Signal in dem unvergifteten Material verursacht haben. Die Bedeutung des vertikal wandernden Zooplanktons für die Interpretation der Sinkstoffdaten wird in Abschnitt 5.4.2 ausführlich diskutiert.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß zum Ende der Wachstumsphase in der Grönländischen-See die Phytoplanktonbiomasse gering war und Diatomeen das Phytoplankton zu Beginn der Driftstudie dominierten. Am Ende traten vermehrt autotrophe Dinoflagellaten in der Wassersäule auf. Im Gegensatz zum Barents-See Kontinentalhang konnte hier *C. pelagicus* über den Marker 19'-Hex. bestimmt werden. Der f_{pig} -Index von Claustre (1994) führt in der vorliegenden Untersuchung zu unrealistisch hohen Neuen Produktionswerten und muß als generelles Maß für den Anteil der Neuen an der Primärproduktion in Frage gestellt werden. Die vorgefundenen hohen Phaeopigmentanteile an den Gesamtchlorinen der Wassersäule können nicht über die im Sommer dominierenden Zooplanktongruppen erklärt werden, da diese bereits in ihre Überwinterungstiefen abgetaucht waren. Im Herbst üben in der Grönländischen-See vermutlich kleine Copepoden einen starken Freßdruck auf die noch vorhandene Phytoplanktongemeinschaft aus.

5.4.2 Verfolgung des pelagischen Signals anhand treibender Sinkstofffallen im Ostgrönlandstrom

Zur Dokumentation des Sedimentationspotentials im Herbst 1990 in der Grönländischen-See wurden sowohl ein verankertes Sinkstoffallensystem (100, 500, 1000 und 2000 m) als auch treibende Sinkstofffallen (100 und 300 m) eingesetzt. Während der Untersuchung drifteten die Treibfallen nach Süden. Ein Vergleich der Phytoplanktonpigmente aus Sinkstoffen des Drifters zu den parallel durchgeführten Wassersäulenproben zeigt, bezogen auf die Markerpigmente, eine ähnliche Zusammensetzung wie in der Phytoplanktongemeinschaft. Die in der Wassersäule beobachtete Verschiebung von Diatomeen zu autotrophen Dinoflagellaten während der 10 Tage konnte in den Sinkstoffen ebenfalls gefunden werden (vergl. Abschnitt 4.4.2; Abb. 4.26, Abb. 4.31). Der Anteil der Phaeopigmente war aber im Vergleich zur Wassersäule deutlich höher und unterstützt den Befund, daß noch ein aktiver Freßdruck auf das Phytoplankton vorlag. Dieses wird durch die deutlich höheren täglichen Verlustraten der Phaeopigmente, insbesondere des Pyrophorb. a , am "Standing Stock", bestätigt (Tab. 5.2). Die täglichen Verlustraten für die Markerpigmente und Chl a waren dagegen, mit Ausnahme von Chl b , sehr gering (Tab. 5.2). Verglichen mit den täglichen Verlustraten für TG, POC, PON und $CaCO_3$ am "Standing Stock" (Antia *et al.*, 1990), waren die der Markerpigmente ca. eine Größenordnung kleiner. Die täglichen Verlustraten der Phaeopigmente waren dagegen in der gleichen Größenordnung wie TG, POC, PON und $CaCO_3$ und bestätigen die Vermutung, daß ein überwiegend durch Zooplanktonfraß modifiziertes Signal in die Fallen gelangt. Die täglichen Verlustraten des POC an der Primärproduktion waren mit ca. 30 % hoch. Dies kann als ein Hinweis gelten, daß sich das pelagische System am Ende der produktiven Phase befand. Während der Expedition beobachtete Phytoplanktonaggregate, die in Multinetz- und Ringnetzfängen gefunden wurden, bildeten sich nicht in der 100 m-Falle ab. Andererseits wurde aufgrund der relativ

geringen Abnahme des Exportflusses mit der Tiefe eine Sedimentation von schnell sinkenden Partikeln vermutet (Antia *et al.*, 1990).

Tab. 5.2: Mittlere tägliche Verlustraten (in %; aus dem Tagesdrifter (100 m) am "Standing Stock" (100 m) für unterschiedlichen Parameter.

Parameter	TG	CO ₃	POC	PON	PSi
unvergiftet	0.26	0.14	0.24	0.33	0.39
vergiftet	0.28	0.15	0.32	0.28	0.32
Drifter 100m	Peri.	Fuco	19'-Hex.	Chl <u>b</u>	Chl <u>a</u>
unvergiftet	0.03	0.06	0.01	0.17	0.04
vergiftet	0.02	0.03	0.01	0.13	0.03
Drifter 100m	Phorb. <u>a</u>	Pyrophorb. <u>a</u>	Phyt. <u>a</u>	Pyrophyt. <u>a</u>	
unvergiftet	0.26	0.94	0.21	0.50	
vergiftet	0.11	0.62	0.18	0.27	

Ein Vergleich der Sinkstoffe aus den beiden Tiefen (100 und 300 m) zeigt eine zeitliche Verschiebung des Sedimentationssignals mit der Tiefe (Abb. 4.30). Bei einer Sinkgeschwindigkeit von durchschnittlich 50 m pro Tag könnte das zu Beginn der Untersuchung in der 100 m-Falle sedimentierte Material ca. 4 Tage später die 300 m-Falle erreichen und den dort vorhandenen Anstieg in den Sedimentationsraten bedingen. Die wesentlich geringeren Sedimentationsraten für die Markerpigmente und Chl a würden dann durch einen Abbau in der Wassersäule zu erklären sein. Andererseits deuten die hohen absoluten Phaeopigment-Sedimentationsraten und die prozentuale Zusammensetzung der Gesamtchlorine auf ein zusätzliches, stark durch Zooplankton modifiziertes, Sedimentationssignal in der 300 m-Falle hin, welches nicht in der 100 m-Falle gefunden wurde (vergl. Abschnitt 4.4.2; Abb. 4.34; Tab. 4.11). Es kann hier von dem "Bypassing"-Effekt ausgegangen werden, der durch vertikal wanderndes Zooplankton verursacht wird, welches in der euphotischen Zone Nahrung aufnimmt, die Kotballen dagegen wesentlich tiefer abgibt (s. auch Abschnitt 5.1.3). Dadurch werden Sinkstoffe aus der euphotischen Zone an den flachen Falle "vorbei" transportiert. Obwohl das hydrodynamische Umfeld von driftenden und verankerten Fallen sehr unterschiedlich sein kann (Baker *et al.*, 1988), wurde ein ähnlicher Befund in der zeitgleich durchgeführten Kurzzeitverankerung OG-3A getroffen. Hier wurden ebenfalls die höchsten Phaeopigment-Sedimentationsraten sowie die höchsten Anteile an den Gesamtchlorinen in der 500 m-Falle beobachtet, während die Sedimentationsraten der Phaeopigmente in der 100 m-Falle wesentlich geringer waren (Abb. 4.36 d, Tab. 4.13). Da die für das Phaeopigmentsignal in der Wassersäule hauptsächlich verantwortlichen Copepoden nicht als Schwimmer in den Sinkstoffen gefunden wurden (Fürderer, 1991), sind vermutlich größere, vertikal wandernde Zooplanktonarten für diesen Transport in die Tiefe verantwortlich.

Während der Expedition wurde eine starke Tag-Nacht-Vertikalwanderung von Amphipoden (*Themisto spp.*) beobachtet. Nach Richter (1994) sind diese Organismen in der

Grönländischen-See in den oberen 500 m der Wassersäule vertreten. Als Schwimmer wurden sie vorwiegend in der 500 m-Falle gefunden. Auch in der Jahresverankerung 1989/90 wurden die höchsten Abundanzen dieser Organismen im Oktober nachgewiesen (Fürderer, 1991). Untersuchungen über Schwimmer in weiteren Jahresverankerungen (1990 - 1992) zeigten ebenfalls die höchsten Abundanzen von *Themisto* spp. in der 500 m-Falle (Seiler, 1996). Amphipoden der Gattung *Themisto* gelten als carnivor, können aber auch zu bestimmten Jahreszeiten, insbesondere im Herbst, die Ernährung auf überwiegend pflanzliche Bestandteile umstellen (Dunbar, 1946). Dieses ist auch die Jahreszeit, in der die Organismen die Lipidreserven für den Winter aufbauen (Percy, 1993). Ob diese Organismen ausschließlich an der Oberfläche Nahrung aufnehmen, oder Phytoplanktonaggregate in tieferen Wasserschichten (>100 m) aufnehmen, kann nicht beantwortet werden. Es ist jedoch davon auszugehen, daß sowohl der Drifter in 300 m als auch die 500 m-Falle der OG-3A-Verankerung durch vertikal wanderndes Zooplankton wie *Themisto* spp. ein verändertes, phaeopigmenthaltiges Sedimentationssignal aufweisen. Durch das veränderte Signal können diese Fallen nicht zu einer Massenbilanzierung der Pigmente herangezogen werden. Damit tritt das Problem des "Bypassings" nicht nur in flachen Fallen auf (Gardner, 1996), sondern kann auch bei einer Tiefe von 300 bzw. 500 m ein Problem darstellen.

5.4.3 Vergleich des Sedimentationssignal von Drifter und Kurzzeitverankerung OG-3A im Ostgrönlandstrom

In 100 m-Tiefe lagen die Sedimentationsraten des POC in diesen, durch ca. 25 nautische Meilen räumlich getrennten, unterschiedlichen Untersuchungsansätzen mit $33 \text{ mg m}^{-2}\text{d}^{-1}$ für die Kurzzeitverankerung und $30 \text{ mg m}^{-2}\text{d}^{-1}$ für den vergifteten Drifter in vergleichbarer Größenordnung (von Bodungen *et al.*, 1995). Ähnliche Werte im Vergleich zwischen Driftern und verankerten Fallen wurden in der gleichen Region 1989 gefunden, so daß eine unterschiedliche Fangeffizienz der beiden Probensysteme, aufgrund unterschiedlicher Strömungen und Scherkräfte im Strömungsfeld, minimal erscheint (von Bodungen *et al.*, 1995).

Ein Vergleich der Pigmentsedimentationsraten zeigt dagegen 5-fach höhere Sedimentationsraten des Chl *a* und der Phaeopigmente in der Kurzzeitverankerung und gibt einen Hinweis auf die hohe räumliche Heterogenität des pelagischen Signals in dem Untersuchungsgebiet (vergl. Abschnitt 4.4.2, 4.4.3). Während das Sedimentationssignal auf der Position der OG-3A-Verankerung einen deutlichen Phytoplanktonanteil hatte, wiesen die Positionen des Drifters, außer am Anfang, ein überwiegend durch Zooplankton dominiertes Sedimentationssignals auf. Die andere Zusammensetzung des sedimentierten Materials in diesen Meßsystemen kann auf die unterschiedliche Sedimentation von Acantharien zurückgeführt werden, die in dem Material des Drifters (100 m) zu Beginn der Untersuchung 74-92 % und im Durchschnitt 55 % der POC-Sedimentation ausmachten, während ihr Anteil in der Kurzzeit-

verankerung lediglich 32 % des sedimentierten POC einnahm (Antia *et al.*, 1993). Ebenso gibt die Anzahl der Schwimmer, mit durchschnittlich 20 Schwimmern pro Tag in der Kurzzeitverankerung zu durchschnittlich 110 Schwimmern pro Tag in dem vergifteten Drifter (Fürderer, 1991), einen Eindruck von den unterschiedlichen Ausgangssignalen im Pelagial der beiden Meßsysteme. Der potentiell höhere Phytoplanktonanteil wird weiterhin durch die höchsten Chl *a*-Konzentrationen in suspendiertem Material auf der Position der OG-3A (St. 880) bestätigt. Die täglichen Verlustraten von Markerpigmenten und Chl *a* am "Standing Stock" (St. 880) waren darüber hinaus auf der Fallenposition (Fangintervall 1) wesentlich höher als während der Drifterstudie (Tab. 5.3) und lagen in der gleichen Größenordnung wie für TG, POC, CaCO₃ und biogenes PSi. Für die Phaeopigmente liegen keine Messungen von diesem Fangintervall vor, so daß hier für die Auswertung das nächste Fangintervall und Station 883 aus der Wassersäule verwendet wurden. Die vertikalen Exportraten für die Phaeopigmente sind danach extrem hoch (Tab. 5.3) und insbesondere das Pyrophorb. *a* wird in der Falle stark angereichert. Danach sedimentiert in die Kurzzeitverankerung eine Mischung aus Phytoplankton sowie ein durch Zooplankton modifiziertes Signal.

Tab. 5.3: Tägliche Verlustraten (in %) am "Standing Stock" (St. 880, 100 m) für verschiedene Parameter der Kurzzeitverankerung OG-3A des ersten Fangintervalls. Für die Phaeopigmente mußte das zweite Fangintervall und die Wassersäulenstation 883 herangezogen werden.

Parameter	TG	CO ₃	POC (mg)	PON	PSI
	0.20	0.12	0.36	0.34	1.51
Pigment	Peri.	Fuco	19'-Hex.	Chl <i>b</i>	Chl <i>a</i>
	0.36	0.22	0.32	0.48	0.09
Pigment	Phorb. <i>a</i>	Pyrophorb. <i>a</i>	Phyt. <i>a</i>	Pyrophyt. <i>a</i>	Σ Phaeopigmente
	1.08	6.11	2.95	2.57	2.55

Der Sedimentationsverlauf war zwischen den Untersuchungsansätzen ebenfalls unterschiedlich. Für die OG-3A-Verankerung wurde eine pulsartige Sedimentation der Pigmente am zweiten Tag gefunden. Danach nahm die Sedimentation der autotrophen Pigmente kontinuierlich ab (vergl. Abschnitt 4.4.3; Abb. 4.35). Im Gegensatz dazu war im Drifter eine erhöhte Sedimentation der Pigmente erst am Ende der Untersuchung zu beobachten (vergl. Abschnitt 4.4.2; Abb. 4.30ff). Die Unterschiede im pelagischen System spiegeln sich auch in der Zusammensetzung der Schwimmer wider, wo zu Beginn der Untersuchung in beiden Systemen Copepoden dominieren; danach wurden Copepoden kaum noch in der OG-3A-Verankerung gefunden (Fürderer, 1991). Auch die Anzahl der kleinen Copepoden (*Oithona similis*, *Pseudocalanus*, *Oncaea borealis*) in den oberen 0 bis 50 m der Wassersäule waren auf der Fallenposition wesentlich geringer (2800) als auf den nachfolgenden Wassersäulenstationen (5800-7100) (Fürderer, 1991). Ursache für diese Unterschiede könnten die beobachteten mesoskaligen Eddystrukturen sein (Antia *et al.*, 1990), die andere pelagische Gemeinschaften beinhalten und sich dann unterschiedlich in den Sinkstoffen abbilden. Zusammenfassend kann

gesagt werden, daß in den beiden Untersuchungssystemen die Qualität des sedimentierten Materials sehr unterschiedlich war und somit die Sedimentationsraten des POC nur wenig Auskunft über die Zusammensetzung des sedimentierten Materials, und damit den unterschiedlichen Nährstoffgehalt geben.

Der starke Sedimentationspuls autotrophen Materials in der 100 m-Falle setzt sich bis in die 2000 m-Falle fort, wobei die absoluten Sedimentationsraten der Pigmente geringer werden (vergl. Abschnitt 4.4.2; Abb. 4.35, Tab. 4.13). Der hohe Anteil von Chl *a* an den Gesamtchlorinen - auch noch in der 2000 m-Falle - kann nur durch einen schnellen Transport der Partikel erklärt werden. Dieses wird durch einen hohen, leider nicht quantifizierbaren, Anteil des Phytoplanktons in den Multinetzfängen untermauert, sowie durch weitere nicht identifizierbare Aggregate mit hohem Phytoplanktonanteil (Antia *et al.*, 1990). Somit kann über die Pigmentmessungen eine pulsartige Sedimentation bis in die 2000 m-Falle der OG-3A-Verankerung nachgewiesen werden, deren Einzugsgebiet nördlich der Falle lag. Es ist davon auszugehen, daß aufgrund der geringen Lichtintensitäten Ende August das Ende der aktiven Wachstumsphase für das entsprechende Jahr erreicht war. In dem Fallenmaterial wurde eine Anreicherung von Phyt. *a* und Pyrophyt. *a* in den beiden unteren Fallen gefunden. Dieses wird vermutlich aus dem sedimentierten Chl *a* auf dem Weg durch die Wassersäule gebildet und gibt einen weiteren Hinweis auf die Sedimentation von Phytodetritus.

Die Nahrungszufuhr für das Tiefseebenthos kann über Bioturbation schnell in tiefere Sedimentschichten eingetragen werden (Graf *et al.*, 1995 und Literatur darin). Die benthischen Organismen können so über eine Regulation ihres Stoffwechsels auf diesen plötzlichen Nahrungseintrag reagieren. Pulsartige Sedimentation von Phytodetritus ist ein häufig beobachtetes Phänomen als Folge der Frühjahresblüten im Nordatlantik (Lampitt, 1985; Thiel *et al.*, 1988/1989). Durch die vorliegenden HPLC-Messungen konnte für den Ostgrönlandstrom belegt werden, daß nicht nur als Folge von Eiskantenblüten (Graf *et al.*, 1995) ein Phytodetrituspuls zum Tiefseebenthos erfolgt, sondern auch am Ende der Wachstumsperiode im Herbst ein Sedimentationspuls mit relativ frischem Material sedimentiert. Darüber hinaus wurde durch die unterschiedlichen eingesetzten Fallensysteme gezeigt, daß eine hohe räumliche Variabilität in den Sinkstoffen vorhanden ist.

6. Schlußfolgerungen und Ausblick:

6.1 Methodische Aspekte der Verwendung von Pigmentmarkern für ökologische Fragestellungen

In der vorliegenden Untersuchung konnte gezeigt werden, daß die Erfassung von Markerpigmenten eine Bestimmung von Phytoplanktongruppen in suspendiertem Material erlaubt. Dieser Ansatz kann, bezogen auf Chl *a* als Marker für die Biomassenbestimmung, als quantitativ angesehen werden. Weiterhin können die bei mikroskopischen Zählungen in dem Term Flagellaten zusammengefaßten Phytoplanktongruppen über Pigmentmessungen einzelnen Algenklassen zugeordnet werden. Durch zusätzliche Messungen an einzelnen Größenfraktionen können diese Algengruppen weiter spezifiziert werden. Eine Fehlbestimmung zwischen autotrophen und heterotrophen Dinoflagellaten wird ebenfalls durch HPLC-Pigmentmessungen vermieden.

Damit bietet diese Methode die Möglichkeit, schnell und umfassend Auskunft über die Phytoplanktongemeinschaft eines pelagischen Systemes zu erhalten. So kann z.B. eine auf unterschiedliche Flagellaten gestützte Phytoplanktongemeinschaft, die ein Hinweis für ein mehr Regeneriertes System ist, von monospezifischen Phytoplanktonblüten, die ein Hinweis für ein Neues Produktions System liefern, unterschieden werden. Von einer Umwandlung dieser Pigmentdaten in den von Claustre (1994) eingeführten Pigmentindex (f_{pig} , vergl. Abschnitt 5.2) ist jedoch abzuraten. Die Studie im Ostgrönlandstrom hat deutlich gezeigt, daß dieser Index nicht grundsätzlich zu einer richtigen Einschätzung des Neuen Produktions-Anteil an der Primärproduktion führt (vergl. Abschnitt 5.4).

Durch den Einsatz von automatischen Probengebern und schnellen Integrations-Auswerteeinheiten können HPLC-Pigmentmessungen soweit automatisiert werden, daß ein hoher Probendurchsatz möglich ist. Dadurch können kleinskalige, horizontale und vertikale Verteilungsmuster von Phytoplanktongemeinschaften aufgelöst werden. Die so gewonnen Ergebnisse sollten stichprobenartig durch Mikroskopie ergänzt werden, um eine detailliertere Zuordnung des Mikrophytoplanktons zu erreichen. Da über HPLC-Pigmentmessungen vergleichsweise schnell große Probengebiete abgedeckt werden können, stellen sie eine ideale Ergänzung bzw. ein Werkzeug für die Kalibrierung von Fernerkundungsdaten dar. Eine Kombination der beiden Methoden würde großräumige Aussagen über pelagische Systeme erlauben.

In Eisproben kann ebenfalls über HPLC-Pigmentmessungen eine schnelle Charakterisierung der Eisalgen Gemeinschaften durchgeführt werden. Auch hier würde eine Größenfraktionierung der Proben die Zuordnung der Phytoplanktongruppen erleichtern. Aufgrund der veränderten und sehr variablen Verhältnisse der Markerkarotenoide zu Chl *a* sollte jedoch auf Basis der

Markerpigmentkonzentrationen keine Eisalgenzusammensetzung berechnet werden (vergl. Abschnitt 5.2.4).

In sedimentiertem Material ist eine Zuordnung von Markerpigmenten zu Phytoplanktongruppen nur bedingt möglich. Ursachen hierfür liegen in einem unterschiedlich schnellen Abbau der einzelnen Markerpigmente, wodurch die Bedeutung einer Phytoplanktongruppe in den Sinkstoffen aufgrund der Stabilität ihres Markers überschätzt werden kann (Bsp. Chl *b*). Andere in der Wassersäule wichtige Pigmente können in dem Fallenmaterial überhaupt nicht bestimmt werden (Bsp. 19'-Hex. am Barents-See Kontinentalhang). Weiterhin können Koelutionen zwischen diagnostischen Pigmenten und Abbauprodukten auftreten, die eine sichere Quantifizierung der Pigmente erschweren (vergl. Abschnitt 5.1.2 und 5.1.3). Auch scheint die Stabilität der Pigmente von der jeweiligen Umgebungstemperatur abhängig zu sein, da in Abbauxperimenten bei 15°C ein deutlich stärkerer Abbau der Pigmente als bei 5°C auftritt (Roy und Poulet, 1990). Daraus folgt, daß in Abhängigkeit von der geographischen Breite und den damit verbundenen Temperaturunterschieden einerseits die Karotenoide aufgrund ihrer Koelution nicht mehr quantifiziert werden können (z.B. Nordatlantik, 47°N, Head und Horne, 1993), oder andererseits bereits vollständig abgebaut sind (Peeken, unveröffentlichte Daten aus dem ESTOC-Gebiet, Kanarische Inseln).

Aufgrund der vorliegenden Ergebnisse läßt sich nicht abschließend beurteilen, ob es für Regionen mit niedrigen Wassertemperaturen sinnvoll ist, über Abbauxperimente eine quantitative Abschätzung der abbaubedingten Verlustraten einzelner diagnostischer Pigmente und deren Zerfallskonstanten zu bestimmen, um die tatsächliche Pigmentzusammensetzung zu berechnen. Zur Beantwortung dieser Frage sind weitere, gezielte Untersuchungen über den Abbau von Markerpigmenten erforderlich.

Bei sedimentiertem Material ist weiterhin zu berücksichtigen, daß in unvergifteten Sinkstoffen das Pigmentsignal einen höheren Phaeopigmentanteil aufweist als in vergiftetem Material. Außerdem findet, trotz Vergiftung, ein Pigmentabbau in Sinkstoffen statt. Das Ausmaß des Pigmentverlustes ist dabei vom Ausgangsmaterial (Fallentiefe) abhängig. Somit wird der tatsächliche Pigmentfluß in Jahresverankerungen z.T. erheblich unterschätzt (vergl. Abschnitt 5.1.3). Da der Pigmentabbau in dem sedimentierten Material nach ein bis zwei Monaten zum Erliegen kommt, werden saisonale Muster in der Pigmentsedimentation realistisch überliefert. Über Abbauxperimente könnte bei diesen Proben vermutlich eine Abschätzung des potentiellen, tiefenabhängigen Verlustes von Pigmenten in vergifteten Sinkstoffen quantifiziert werden. Hierbei sollte insbesondere die Anfangsphase des Pigmentabbaus durch eine erhöhte Probennahme begleitet sein, um die Zerfallskonstanten für den Pigmentverlust sicher bestimmen zu können. Damit könnten für die Berechnung von Stoffflüssen die unterschiedlichen Pigmentverluste für die verschiedenen Fallentiefen korrigiert werden.

Insgesamt können bei dem derzeitigen Kenntnisstand diagnostische Pigmentmessungen nur für eine qualitative Beurteilung der Phytoplanktonzusammensetzung in Sinkstoffen herangezogen werden.

Weiterhin wurde die Verwendung der Abbauprodukte von Chl a und weiteren Markerpigmenten zur Beschreibung bestimmter Abbauprozesse des Phytoplanktons (Seneszenz/-Freßdruck) in suspendiertem und sedimentiertem Material ausführlich in Abschnitt 5.1.4 diskutiert. Es zeigte sich, daß Karotenoide relativ schlechte Marker für die Charakterisierung des sedimentierten Materials und in Kotballen sind. Daher muß ihr Potential zur Unterscheidung ökologischer Prozesse in ozeanischen Regionen als gering eingestuft werden. Die Abbauprodukte von Chl a lassen sich dagegen einigen physiologischen Prozessen zuordnen: In der vorliegenden Untersuchung wurde gezeigt, daß z.B. das Auftreten von Chl a in der PFr mit der "sexuellen Phase" der Diatomee *Corethron criophilum* korreliert. Die erhöhten Konzentrationen im Eisrandbereich sind wahrscheinlich eine Reaktion der Algen auf den physiologischen Streß bei der Eisschmelze; das Pigment wird vermutlich durch das schmelzende Eis in das Wasser transportiert (s. Abschnitt 5.2).

Für die Marker Phyt. a und Pyrophyt. a existiert keine eindeutige Zuordnung zu bestimmten ökologischen Zuständen, da sie verschiedenen Bildungs- und Umbauprozessen unterliegen (vergl. Abschnitt 5.1.4). Daher müssen zur Interpretation dieser Marker die Verteilung von Phyt. a und Pyrophyt. a in der Wassersäule beachtet werden und zusätzliche Informationen, wie z.B. der Zooplanktonbestand oder die Wachstumsphase des Phytoplanktons, mitberücksichtigt werden. Die Kombination der Daten kann dann genutzt werden, um Aussagen über bestimmte physiologische Prozesse wie Seneszenz, Adaptation an schlechte Lichtbedingungen oder als Hinweis auf Mikro- bzw. Makrozooplankton-Fraß zu treffen.

Weiterhin konnte belegt werden, daß Phorb. a und Pyrophorb. a Indikatoren für Zooplanktonfreßaktivitäten darstellen, die für die Beurteilung eines pelagischen Systemes herangezogen werden können (vergl. Abschnitt 5.1.4). Darüber hinaus liefern sie wertvolle Informationen für die qualitative Beurteilung von sedimentiertem Material (vergl. Abschnitt 5.1.3). Für eine quantitative Abschätzung von Stoffflüssen in pelagischen Systemen können diese Marker jedoch nicht herangezogen werden. Dieses wurde durch Pigmentmessungen an Kotballen gezeigt, die sowohl eine organismenspezifische als auch eine jahreszeitliche Variabilität der Pigmentumwandlung zeigten (vergl. Abschnitt 5.3.3). Dabei können insbesondere Ostracoden-Kotballen zu einem starken Chl a-Eintrag in die Sinkstoffe beitragen.

Darüber hinaus bieten bisher nicht bestimmte Chl a-Abbauprodukte ein Potential für die Identifizierung bestimmter Abbauprozesse des Phytoplanktons, welches bisher noch nicht umfassend genutzt worden ist (vergl. Abschnitt 5.1.4).

Insgesamt können Abbauprodukte des Chl a benutzt werden, um Veränderungen des autotrophen Signals in suspendiertem Material zu charakterisieren. Da der Abbau von Chl a sehr variabel ist, können diese Marker nicht zur quantitativen Berechnung von Stoffflüssen herange-

zogen werden. In sedimentiertem Material können Chlorophyll- und Phaeopigment-Werte herangezogen werden, um Aussagen über die Frische des sedimentierten Materials sowie die Veränderung des autotrophen Materials durch Mesozooplanktonfraß zu treffen. Kombinationen mit anderen Techniken, wie z.B. die Bestimmung von stabilen Isotopen aus Pigmenten, könnten weitere Aufschlüsse über das Schicksal primär gebildeten Materials geben.

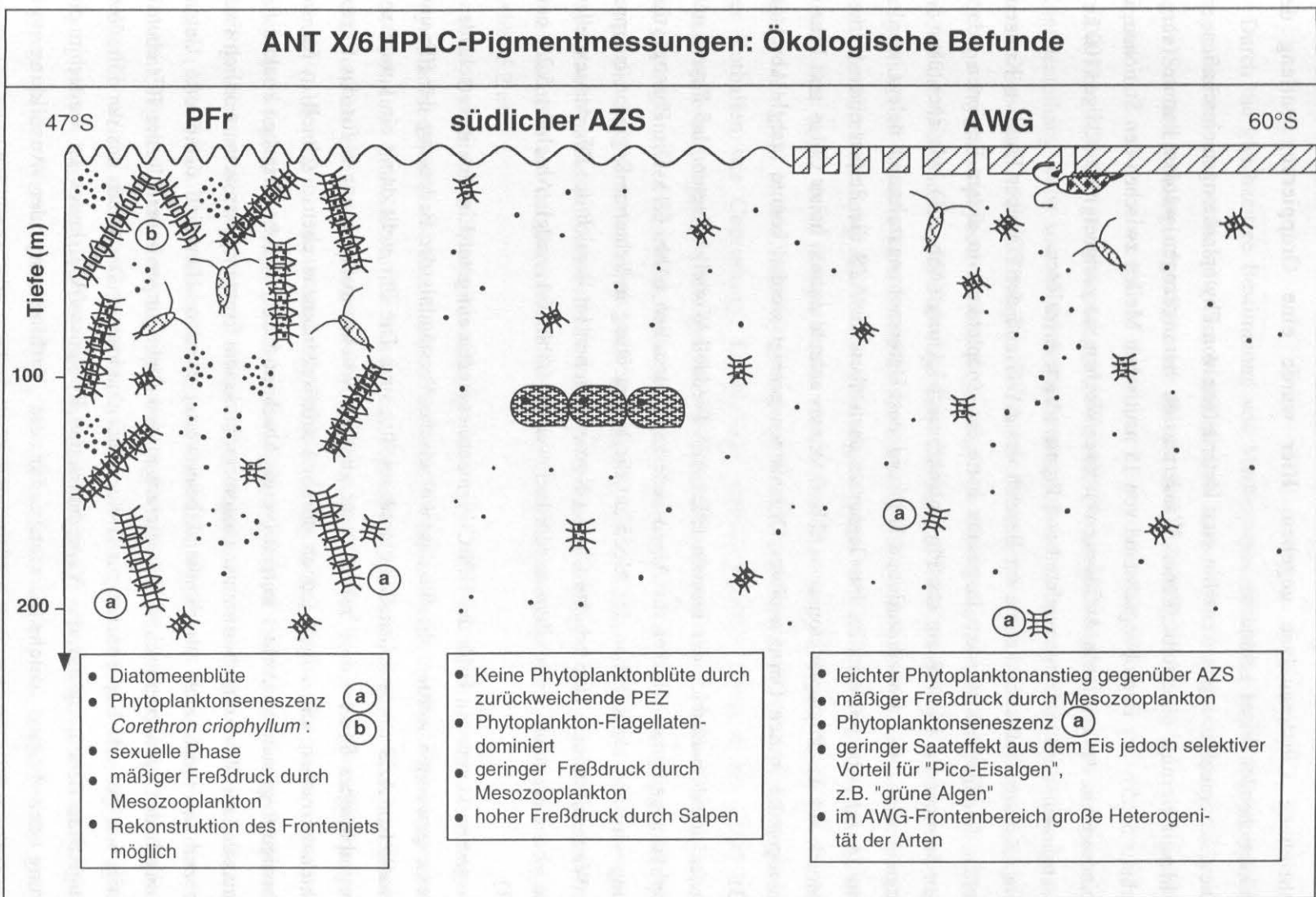
6.2 Pelagische Frühjahrs-Untersuchung im östlichen Südatlantik

Durch die gleichzeitige Bestimmung von Markerpigmenten und Chl *a*-Abbauprodukten mit hoher räumlicher Auflösung auf drei Transekten während der ANT X/6-Expedition konnte die Phytoplanktonzusammensetzung, die physiologischen Zustände der Algengemeinschaften und eine Beschreibung unterschiedlicher hydrographischer Regionen durchgeführt werden.

Das Zurückweichen der Packeis-Zone (PEZ) entlang des 6°W Meridians im südlichen Antarktischen Zirkumpolar Strom (AZS, Frühling 1992) führte nicht zur Entwicklung einer Phytoplanktonblüte (vergl. Abschnitt 5.2.1 und Abb. 6.1). Im Gegensatz dazu wurde im Bereich der Polarfrontenregion (PFR) eine Phytoplanktonblüte gefunden (Abb. 6.1). Ein geringer Biomassenanstieg trat an der AZS-Weddell-Wirbel-Grenze (AWG) auf, wo das zurückweichende Eis mit der AWG-Front korrespondierte (vergl. Abschnitt 5.2.1). Diese Front war durch eine starke, kleinräumige Heterogenität der Phytoplanktonzusammensetzung gekennzeichnet (Abb. 6.1).

Die Markerpigmentverteilung zeigte deutlich, daß verschiedene Phytoplanktongemeinschaften mit unterschiedlichen Wassermassen verknüpft waren. Während Diatomeen in der PFR dominierten, war im südlichen AZS eine Flagellaten-dominierte Gemeinschaft vorherrschend (Abb. 6.1). Sie bestand aus Prymnesiophyceen, "grünen Algen", Cryptophyceen und Pelagophyceen. Insbesondere der Anteil der "grünen Algen", der vermutlich überwiegend aus "*Chlorella*-ähnliche"-Algen bestand, wurde in bisherigen Studien unterschätzt. Prymnesiophyceen/Cryptophyceen hatten in dieser Untersuchung, im Vergleich zu Studien aus der PEZ der Weddell- und Ross-See, lediglich einen geringen Anteil an der Phytoplanktongemeinschaft (vergl. Abschnitt 5.2.2 und 5.2.3).

Die unterschiedliche Zusammensetzung zwischen pelagischen Phytoplankton- und Eisalalgengemeinschaften lassen auf einen geringen Saateffekt des schmelzenden Eises schließen (Abb. 6.1). Diatomeen, die wichtigste Gruppe der Eisalalgengemeinschaften, bildeten nur einen vergleichsweise geringen Anteil an der Phytoplanktongemeinschaft (vergl. Abschnitt 5.2.4). Andererseits scheinen bestimmte Gruppen der Eisalgen, wie z.B. "grüne Algen" in den turbulenten Regionen des südlichen AZS einen selektiven Vorteil gegenüber Diatomeen zu haben. Sie machen hier, im Vergleich zum Eis, einen deutlich höheren Anteil am Phytoplankton aus (vergl. Abschnitt 5.2.3).



6.1: Zusammenfassender Cartoon der biologischen Prozesse in der PFr und dem angrenzenden südlichen AZS und Weddell-Wirbel im Frühjahr 1992. Weitere Erläuterung s. Text. Die benutzten Symbole sind in der Legende von Abb. 6.3 dargestellt.

Ein Zusammenhang zwischen Eisalgen und Phytoplanktongemeinschaften ist durch die beschriebene Clusteranalyse gegeben. Hier wurde eine Gruppierung entlang des zurückweichenden Eises gefunden.

Die Clusteranalyse ergab weiterhin eine Unterteilung von Phytoplanktongemeinschaften, die zur Identifizierung unterschiedlicher Wassermassen herangezogen werden konnte (vergl. Abschnitt 5.2.5). Der Beprobungsabstand von 15 nautischen Meilen zwischen den Stationen, in Verbindung mit der zeitlichen Auflösung von zwei Wochen, ist geeignet, mesoskalige (100 km) Wassermassen-Verschiebungen anhand von Pigmentdaten aufzulösen.

Ein erhöhter Freßdruck konnte im Bereich des AWG und der PFr über Phorb. *a*-Konzentrationen dokumentiert werden. Insgesamt hatte das Zooplankton in diesen Regionen jedoch keinen hemmenden Einfluß auf die Phytoplanktonentwicklung (Abb. 6.1), wie auch über die geringe Varianz der Konzentrationen während des Untersuchungszeitraum belegt werden konnte (vergl. Abschnitt 5.2.2). Im Gegensatz dazu üben im AZS die Salpen einen starken Freßdruck auf das Phytoplankton aus (Abb. 6.1), was anhand extrem hoher Chl *a*- und Phaeopigmentgehalte in den Därmen dieser Organismen gezeigt werden konnte (vergl. Abschnitt 5.2.3).

Daten aus dem Bereich der Fronten (PFr, AZS-Weddell-Wirbel) belegten, daß Phyt. *a* und Pyrophyt. *a* geeignete Marker für Algen-Seneszenz darstellen (Abb. 6.1). Die Phaeophytinbildung wird hier als Reaktion der Algen auf die Verfrachtung in lichtarme Regionen interpretiert. Weiterhin konnte eine erhöhte Chl *d*-Konzentrationen im Bereich der PFr der sexuellen Phase von *Corethron criophilum* zugeordnet werden (Abb. 6.1; vergl. Abschnitt 5.2.2 und 5.2.3).

Insgesamt konnte mit Hilfe der HPLC-Pigmentmessungen ein guter Einblick in verschiedene Prozesse gewonnen werden, die für das ökologische Verständnis der Bedeutung der PFr und des südlichen AZS im östlichen Südatlantik wichtig sind. Die PFr stellt damit ein komplexes hydrographisches System dar, in dem zwar günstige Wachstumsbedingungen für das Phytoplankton herrschen, die Algen jedoch durch Abtriebsphänomene ebenso schnell in für sie ungünstige Regionen verfrachtet werden (vergl. Abschnitt 5.2.2). Welche Ursachen konkret für das massenhafte Wachstum bestimmter Diatomeen in diesem Frontensystem verantwortlich sind, kann zur Zeit noch nicht abschließend beantwortet werden. Hier sind detaillierte Untersuchungen der hydrographischen Veränderungen und Bedingungen innerhalb der PFr ebenso wichtig, wie gezielte Experimente zur Biologie der dominanten Diatomeen aus der PFr. Von ökologischer Bedeutung für das Verständnis des Kohlenstoffkreislaufes ist weiterhin die Klärung der Frage, welche Ursachen für die Verhinderung der Ausbildung von Phytoplanktonblüten im südlichen AZS verantwortlich sind.

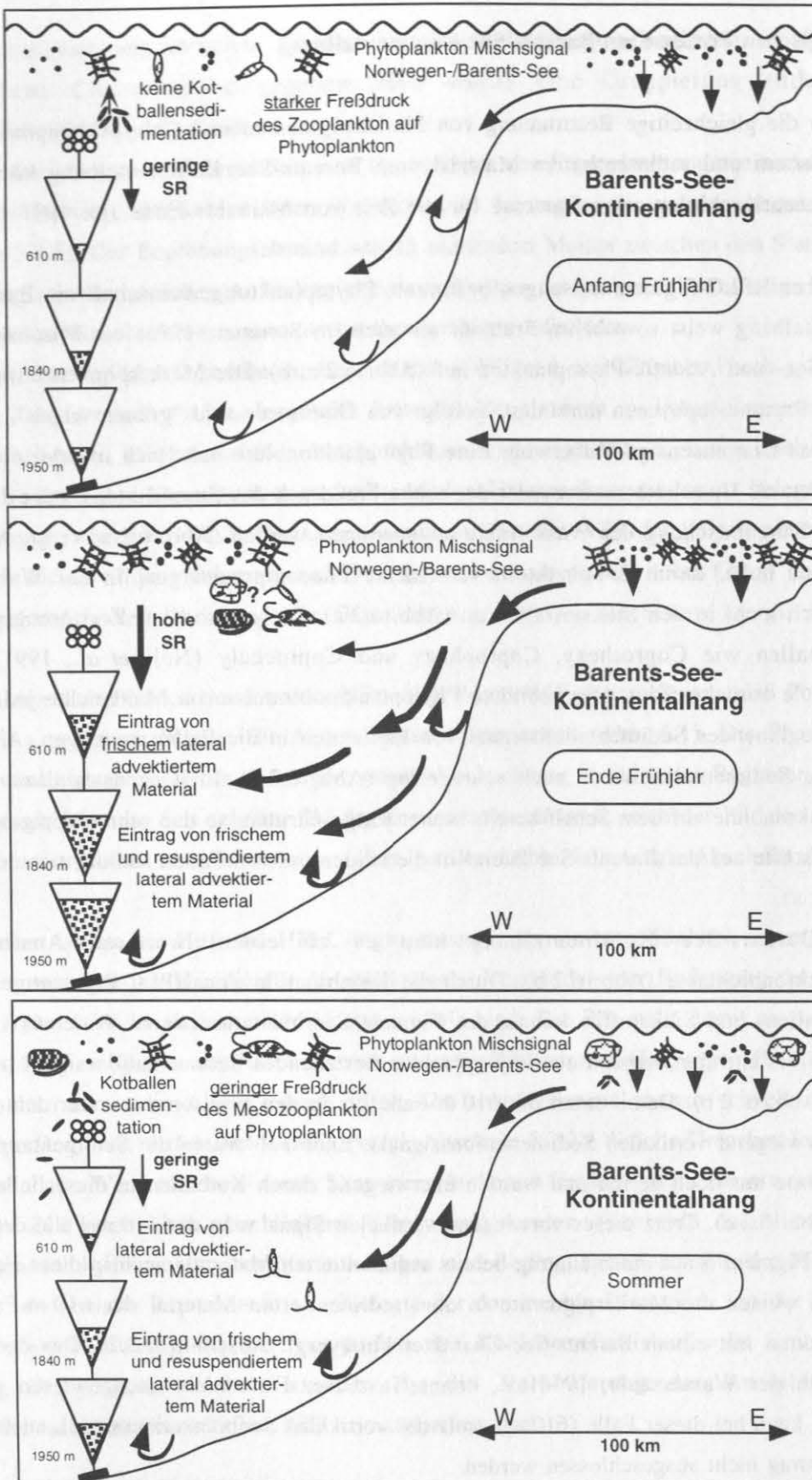
6.3 Biologischen Prozesse am Barents-See Kontinentalhang

Durch die gleichzeitige Bestimmung von Markerpigmenten und Chl *a*-Abbauprodukten in suspendiertem und sedimentiertem Material vom Barents-See Kontinentalhang können folgende Szenarien biologischer Prozesse für die Zeit von März bis Ende Juli 1991 postuliert werden:

Die über HPLC-Pigmentmessungen bestimmte Phytoplanktongemeinschaft am Barents-See Kontinentalhang weist sowohl im Frühjahr als auch im Sommer (1991) ein Mischsignal aus Barents-See- und Atlantik-Phytoplankton auf (Abb. 6.2 a, b). Die Markerpigmente wurden im Mai von Prymnesiophyceen dominiert, gefolgt von Diatomeen und "grünen Algen", während im Juli das Diatomeensignal überwog. Eine Phytoplanktonblüte hatte sich im Mai noch nicht ausgebildet; als Ursache kann entweder der starke Freßdruck des Zooplanktons, oder die starke vertikale Durchmischung der Wassersäule angenommen werden (Abb. 6.2 a; vergl. Abschnitt 5.3.1). Das hohe, durch Zooplankton, verursachte Phaeopigmentsignal in der Wassersäule bildete sich nicht in den Sinkstoffallen ab (Abb. 6.2 a). Dieses wird auf Zerstörungsprozesse der Kotballen wie Coprorhexy, Coprophagy und Coprochaly (Noji *et al.*, 1991) in der Wassersäule zurückgeführt. Die gebildete Phytoplanktonbiomasse im Mai reichte jedoch aus, um ein beginnendes Sedimentationssignal von Pigmenten in die Fallen zu tragen. Allerdings waren die Sedimentationsraten noch sehr gering (Abb. 6.2 a). Im Gegensatz dazu war die Phytoplanktonblüte auf dem Schelf bereits weiter fortgeschritten, so daß sehr viel pigmenthaltigere Sinkstoffe aus der Barents-See lateral in die beiden unteren Fallen sedimentieren konnten (Abb. 6.2 a).

Am Barents-See Kontinentalhang kam es zu einem weiteren Anstieg der Phytoplanktonbiomasse (Abb. 6.2 b). Durch die Kombination von HPLC-Pigmentmessungen aus Kotballen- und Sinkstoffen konnte das Pigment-Sedimentationssignal in der 610 m-Falle Ende Juni als ein überwiegend aus Phytoplankton bestehendes Sedimentationssignal bestimmt werden (Abb. 6.2 b). Damit stand die 610 m-Falle bis in den Frühsommer unter dem Einfluß eines überwiegend vertikalen Sedimentationssignals. Ende Juli waren die Sedimentationsraten der Pigmente nur noch gering und wurden überwiegend durch Kotballen in diese Falle eingetragen (Abb. 6.2 c). Trotz dieses vorwiegend vertikalen Signales in der 610 m-Falle deutet das Chl-ähn. Pigment 3 auf einen Eintrag bereits sedimentierten Materials auch in diese Falle hin. Weiterhin weisen die Markerpigmente in dem sedimentierten Material der 610 m-Falle auf Phytoplankton mit einem Barents-See-Charakter hin (vergl. Abschnitt 5.3.2). Das dominante Pigment in der Wassersäule, 19'-Hex., konnte in dieser Falle nicht nachgewiesen werden. Insgesamt kann bei dieser Falle (610 m), trotz des vertikalen Sedimentationssignal, auch ein lateraler Eintrag nicht ausgeschlossen werden.

Die Sinkstoffe der 1840 und 1950 m-Fallen sind dagegen hauptsächlich lateral advektiert. Das Material in der 1840 m-Falle wies dabei einen höheren Anteil frischen Materials (Chl *a*) auf.



6.2: Zusammenfassender Cartoon der biologischen Prozesse am Barents-See Kontinentalhang für die verschiedenen Jahreszeiten 1991. SR = Sedimentationsrate. Weitere Erläuterung s. Text. Die benutzten Symbole sind in der Legende von Abb. 6.3 dargestellt.

Zur Hauptsedimentationszeit bestanden die sedimentierten Pigmente vorwiegend aus Phytoplankton und nur zu einem geringen Teil aus über Kotballen sedimentierte Pigmente (Abb. 6.2 b). In der 1950 m-Falle zeigten die sedimentierten Pigmente einen höheren Anteil resuspendierten Materials (Phaeopigmente), wobei die Sedimentationsraten auch im Juli noch deutlich höher lagen als in der 1840 m-Falle (Abb. 6.2 b, c). Dadurch wird in der bodennahen Falle einerseits stärker abgebautes Material eingetragen. Andererseits war hier der Eintrag relativ frischen Materials kontinuierlicher vorhanden.

Durch die vorliegenden Untersuchung konnte der hohe Eintrag lateral advektierten Materials in eine Verankerung am Barents-See Kontinentalhang belegt werden. Bei diesem Material handelte es sich nicht nur um resuspendiertes, nährstoffarmes Material. Die hohen Sedimentationsraten von frischem Chl *a* in den beiden tiefen Fallen zeigten den hohen Nahrungswert für das Tiefseebenthos in der Norwegischen-See. Dieses setzt einen schnellen Transport von Partikeln in die Fallen voraus. Bisherige Vorstellungen über das langsame Absinken von primär gebildetem Material in die Tiefsee müssen demnach weiter korrigiert werden. Korrekturen der Sinkgeschwindigkeit wurden bereits durch Massensedimentationen von Phytoplankton im Nordatlantik erforderlich, wo ca. 3 bis 4 Wochen nach der Phytoplanktonblüte Aggregate auf dem Meeresboden beobachtet wurden (z.B. Lampitt, 1985). Auf einen deutlich schnelleren Transport läßt das sedimentierte Material der 1840 m-Falle zur Hauptsedimentation Ende Juni schließen. Hier war das Phaeopigment/Chl *a*-Verhältnis mit dem in der oberen Wassersäule vergleichbar.

Die hier beobachteten hohen, lateralen Einträge von relativ frischem Material lassen auf einen starken Export organischer Substanz aus der Schelfregion der Barents-See schließen. Hierbei findet der Export nicht nur durch Phytoplanktonaggregate statt. Auch bereits gefressenes Phytoplankton wird in Form von distinkten Partikeln, wie Kotballen und Appendicularien-Gehäusen (von Bodungen *et al.*, 1995; Zeller, 1996), lateral advektiert. Dieser laterale Eintrag kann zu Fehlinterpretationen des geologischen Abbildes primär gebildeten Materials führen, da es zu wesentlich höheren Akkumulationsraten im Sediment kommt. Weiterhin können Fehler auftreten, wenn z.B. typische Leitorganismen des Eisrandes in die eisfreie Norwegische-See eingetragen werden.

Auch wenn in der vorliegenden Untersuchung aufgrund der nicht quantifizierbaren Einflüsse des Pigmentverlustes keine Berechnung des lateralen Eintrages durchgeführt werden konnte, so ist doch davon auszugehen, daß im Bereich des Barents-See Kontinentalhang ein hoher Anteil der Primärproduktion in tiefere Wasserschichten transportiert wird. Unter der Annahme der Sedimentationsraten für Chl *a* in 100 m aus der Barents-See von Wassmann *et al.* (1990) würden von den dort in 100 m sedimentierten Chl *a* 8 bis 23 % in die beiden unteren Fallen exportiert worden sein (vergl. Abschnitt 5.3.2). Da aus den bisherigen Ergebnissen nicht beurteilt werden kann, wie hoch die tatsächlichen Stoffflüsse vom Barents-See Kontinentalhang in die Norwegische-See sind, sollten weitere detaillierte Studien im Liefergebiet und am

Kontinentalhang durchgeführt werden. Detaillierte hydrographische Untersuchungen könnten dazu beitragen, die Dynamik der unterschiedlichen Trübungsschichten zu verstehen. Damit könnten auch die lateralen Transportprozesse besser quantifiziert werden.

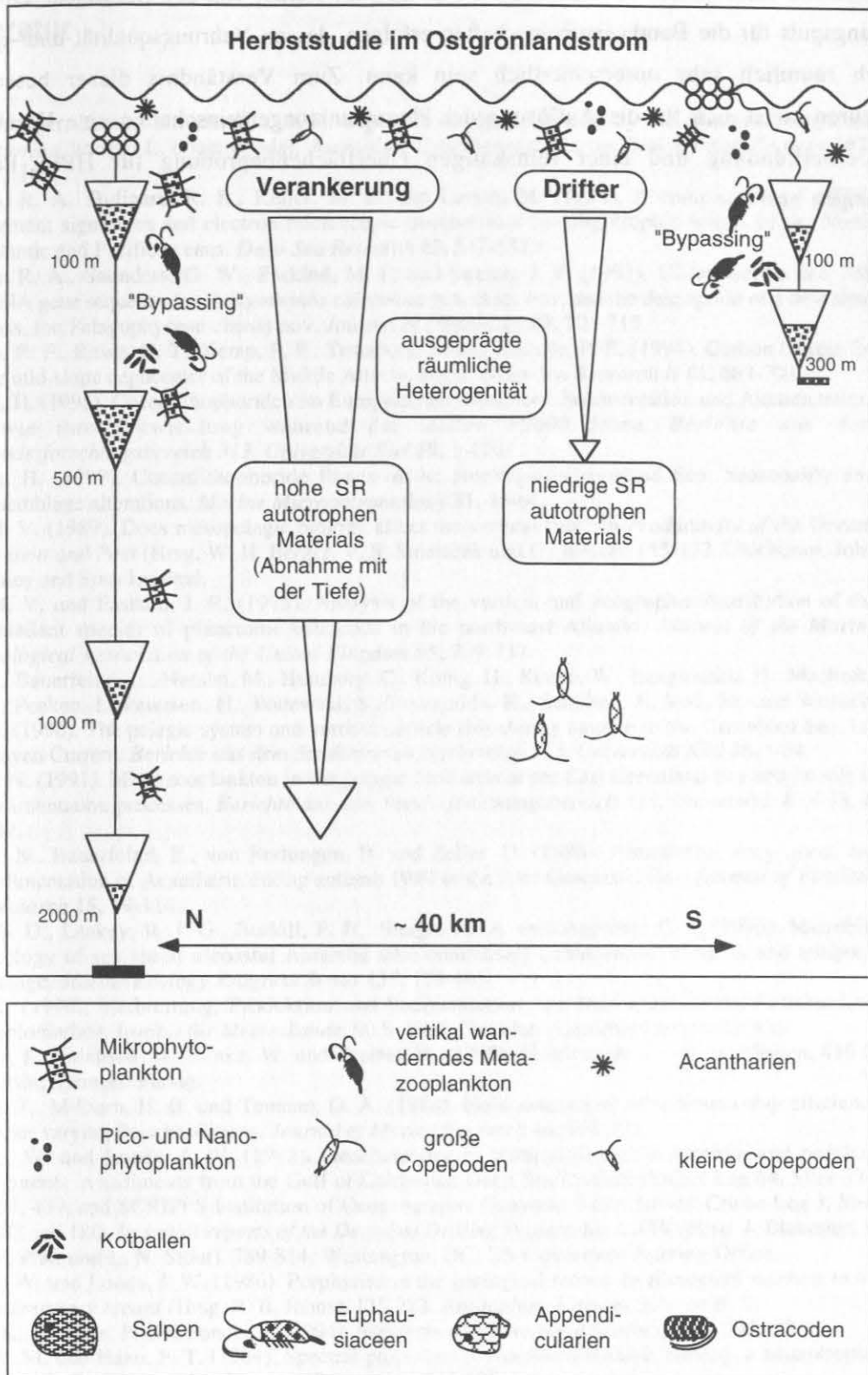
6.4 Herbstuntersuchung im Ostgrönlandstrom

Durch die HPLC-Pigmentmessungen an suspendiertem und sedimentiertem Material aus dem Ostgrönlandstrom im Herbst 1990 konnte eine räumlich sehr heterogene, z.T. pulsartige, Sedimentation von autotroph gebildetem Material in die Tiefsee belegt werden.

Bei der im Ostgrönlandstrom durchgeführten Herbststudie wurde eine dem Ende der pelagischen Phase zustrebende Phytoplanktongemeinschaft mit geringen Biomassen vorgefunden. Das Phytoplankton setzte sich zu Beginn der Untersuchung vorwiegend aus Diatomeen und gegen Ende aus autotrophen Dinoflagellaten zusammen (vergl. Abschnitt 5.4.1). Weiterhin wurden Prymnesiophyceen als dritt wichtigste Gruppe bestimmt, während die "grünen Algen", Micromonadophyceen, Cryptophyceen und Pelagophyceen nur einen geringen Anteil am Phytoplankton ausmachten. Die hohen vorgefundenen Phorb. *a*-Anteile an den Gesamtchlorinen wurden auf den starken Freßdruck kleiner Copepoden (*Oithona similis*, *Pseudocalanus* und *Oncaea borealis*) zurückgeführt, da die, sonst das Mesozooplankton dominierenden, Copepoden, wie z.B. *Calanus hyperboreus*, bereits in ihren Überwinterungstiefen angetroffen wurden (Abb. 6.4).

Ein weiterer Freßdruck auf die Phytoplanktongemeinschaft, bzw. auf die aus der euphotischen Zone heraus sinkenden Aggregate, wird durch vertikal wanderndes Metazooplankton, wie z.B. Amphipoden, ausgeübt. Dabei wird das autotrophe Signal von der Oberfläche, an der 100 m-Falle vorbei, in tiefere Regionen transportiert ("Bypassing"-Effekt), wie die extrem hohen Sedimentationsraten von Phorb. *a* und Pyrophorb. *a* in der 300 bzw. 500 m-Falle belegen (vergl. Abschnitt 5.4.2). Durch diesen Effekt wird die Berechnung von Stoffflüssen für Pigmente erschwert.

In dem Untersuchungsgebiet liegt eine ausgeprägte, fleckenhafte Verteilung der Organismen im Pelagial vor, wie die unterschiedlich hohen Sedimentationsraten von Pigmenten in diesen beiden Fallenuntersuchungen zeigten (Abb. 6.4). Während in der Kurzzeitverankerung ein deutlicher Puls einer Phytoplanktonsedimentation bis auf 2000 m Tiefe gefunden wurde, war das Material des Drifters durch geringe Sedimentationsraten von Pigmenten gekennzeichnet (vergl. Abschnitt 5.4.3). In dem Drifter sedimentierten überwiegend Acantharien (Antia *et al.*, 1993). Die vorgefundenen mesoskaligen Eddy-Strukturen in dieser Region erklären die große Heterogenität der pelagischen Gemeinschaften. Der gefundene "Bypassing"-Effekt in beiden Sinkstoffallensystemen (Kurzzeitverankerung/Drifter) deutet jedoch auf ein Durchbrechen dieser Strukturen durch das vertikal wandernde Zooplankton hin.



6.3: Zusammenfassender Cartoon der biologischen Prozesse im Ostgrönland-Strom im Herbst 1990. SR = Sedimentationsrate. Weitere Erläuterung s. Text.

Insgesamt kann in der Grönländischen-See auch im Herbst von der Oberfläche ein starker Nahrungspuls für die Benthosgemeinschaften erfolgen, dessen Nahrungsqualität und -quantität jedoch räumlich sehr unterschiedlich sein kann. Zum Verständnis dieser heterogenen Strukturen bietet sich für die Auflösung der Phytoplanktongemeinschaften eine Kombination aus Fernerkundung und einer feinskaligen Oberflächenbeprobung für HPLC-Pigmentmessungen an.

7. Literatur

- Abele-Oeschger, D. und Theede, H. (1991). Digestion of algal pigments by the common periwinkle *Littorina littorea* L. (Gastropoda). *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **147**, 177-184.
- Andersen, R. A., Bidigare, R. R., Keller, M. D. und Latasa, M. (1996). A comparison of HPLC pigment signatures and electron microscopic observations for oligotrophic waters of the North Atlantic and Pacific oceans. *Deep-Sea Research* **43**, 517-537.
- Andersen, R. A., Saunders, G. W., Paskind, M. P. und Sexton, J. P. (1993). Ultrastructure and 18S rRNA gene sequence for *Pelagomonas calceolata* gen. et sp. nov. and the description of a new algal class, the Pelagophyceae classis nov. *Journal of Phycology* **29**, 701-715.
- Anderson, R. F., Rowe, G. T., Kemp, P. F., Trumbore, S. und Biscaye, P. E. (1994). Carbon budget for the mid-slope depocenter of the Middle Atlantic Bight. *Deep-Sea Research II* **41**, 669-703.
- Andrulleit, H. (1995). Coccolithophoriden im Europäischen Nordmeer: Sedimentation und Akkumulation; sowie ihre Entwicklung während der letzten 15000 Jahre. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **59**, 1-110.
- Andrulleit, H. (1997). Coccolithophoride fluxes in the Norwegian-Greenland Sea: Seasonality and assemblage alterations. *Marine Micropaleontology* **31**, 45-64.
- Angel, M. V. (1989). Does mesopelagic biology affect the vertical flux? In *Productivity of the Ocean: Present and Past* (Hrsg. W. H. Berger, V. S. Smetacek und G. Wefer), 155-173. Chichester, John Wiley and Sons Limited.
- Angel, M. V. und Fasham, J. R. (1975). Analysis of the vertical and geographic distribution of the abundant species of planctonic ostracods in the north-east Atlantic. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* **55**, 709-737.
- Antia, A., Bauerfeind, E., Hassan, M., Humborg, C., König, H., Koeve, W., Langmaack, H., Machado, E., Peeken, I., Petersen, H., Podewski, S., Pryzgodda, K., Scholten, J., Voß, M. und Wunsch, M. (1990). The pelagic system and vertical particle flux during autumn in the Greenland Sea, Jan Mayen Current. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **26**, 1-54.
- Antia, A. N. (1991). Microzooplankton in the pelagic food web of the East Greenland Sea and its role in sedimentation processes. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **33**, 1-109.
- Antia, A. N., Bauerfeind, E., von Bodungen, B. und Zeller, U. (1993). Abundance, encystment and sedimentation of Acantharia during autumn 1990 in the East Greenland Sea. *Journal of Plankton Research* **15**, 99-114.
- Archer, S. D., Leakey, R. J. G., Burkill, P. H., Sleight, M. A. und Appleby, C. J. (1996). Microbial ecology of sea ice at a coastal Antarctic site: community composition, biomass and temporal change. *Marine Ecology Progress Series* **135**, 179-195.
- Arndt, K. (1990). Verbreitung, Produktion und Sedimentation von Diatomeen in der Grönlandsee. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde, 90 S. Kiel, Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W. und Weiber, R. (1990). Multivariate Analysemethoden, 416 S. Berlin, Springer-Verlag.
- Baker, E. T., Milburn, H. B. und Tennant, D. A. (1988). Field assessment of sediment trap efficiency under varying flow conditions. *Journal of Marine Research* **46**, 573-592.
- Baker, E. W. und Louda, J. W. (1982). Geochemistry of tetrapyrrole, tetraterpenoid, and perylene pigments in sediments from the Gulf of California: Deep Sea Drilling Project Leg 64, Sites 474, 477, 479, and SCRIPPS Institution of Oceanography Guaymas Basin Survey Cruise Leg 3, Sites 10G and 18G. In *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, Bd. LXIV (Hrsg. J. Blakeslee, L. W. Platt und L. N. Stout), 789-814. Washington, DC, US-Government Printing Office.
- Baker, E. W. und Louda, J. W. (1986). Porphyrins in the geological record. In *Biological markers in the sedimentary record* (Hrsg. R. B. Johns), 125-223. Amsterdam, Elsevier Science B. V.
- Bakker, K., Fritsche, P. und Poncin, J. (1994). Nutrients. *Berichte zur Polarforschung* **135**, 38-41.
- Balch, W. M. und Haxo, F. T. (1984). Spectral properties of *Noctiluca miliaris* Suriray, a heterotrophic dinoflagellate. *Journal of Plankton Research* **6**, 515-525.
- Båmstedt, U., Eilertsen, H. C., Tande, K., Slagstad, D. und Skjoldal, H. R. (1991). Copepod grazing and its potential impact on the phytoplankton development in the Barents Sea. *Polar Research* **10**, 339-353.
- Banse, K. (1977). Determining the carbon-to-chlorophyll ratio of natural phytoplankton. *Marine Biology* **41**, 199-212.
- Banse, K. (1996). Low seasonality of low concentrations of surface chlorophyll in the Subantarctic water ring: underwater irradiance, iron, or grazing. *Progress in Oceanography* **37**, 241-291.

- Barlow, R. G., Burkill, P. H. und Mantoura, R. F. C. (1988a). Grazing and degradation of algal pigments by marine protozoan *Oxyrrhis marina*. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **119**, 119-129.
- Barlow, R. G., Gosselin, M., Legendre, L., Therriault, J.-C., Demers, S., Mantoura, R. F. C. und Llewellyn, C. A. (1988b). Photoadaptive strategies in sea-ice microalgae. *Marine Ecology Progress Series* **45**, 145-152.
- Barlow, R. G., Mantoura, R. F. C. und Cummings, D. G. (1995a). Chlorophyll and carotenoid pigment distributions in the marginal ice zone of the Bellingshausen Sea. Abstract. In *Carbon fluxes and dynamic processes in the Southern Ocean: present and past*, 84-85. Brest (France), 28-31 August 1995, .
- Barlow, R. G., Mantoura, R. F. C., Gough, M. A. und Fileman, T. W. (1993a). Phaeopigment distribution during the 1990 spring bloom in the northeastern Atlantic. *Deep-Sea Research* **40**, 2229-2242.
- Barlow, R. G., Mantoura, R. F. C., Gough, M. A. und Fileman, T. W. (1993b). Pigment signatures of the phytoplankton composition in the northeastern Atlantic during the 1990 spring bloom. *Deep-Sea Research II* **40**, 459-477.
- Barlow, R. G., Miller, A. E. J., Mantoura, R. F. C., Peinert, R. und Fileman, T. W. (1995b). Distribution, sedimentation and fate of pigment biomarkers following thermal stratification in the western Alboran Sea. *Marine Ecology Progress Series* **125**, 279-291.
- Barrett, J. und Jeffrey, S. W. (1971). A note on the occurrence of chlorophyllase in marine algae. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **7**, 255-262.
- Bathmann, U. (1994). Grazing of salps. *Berichte zur Polarforschung* **135**, 106-107.
- Bathmann, U., Fischer, G., Müller, P. J. und Gerdes, D. (1991). Short-term variations in particulate matter sedimentation off Kapp Norvegia, Weddell Sea, Antarctica: relation to water mass advection, ice cover, plankton biomass and feeding activity. *Polar Biology* **11**, 185-195.
- Bathmann, U. und Liebezeit, G. (1986). Chlorophyll in copepod faecal pellets: Changes in pellet numbers and pigment content during a declining Baltic spring bloom. *Marine Ecology* **7**, 59-73.
- Bathmann, U., Noji, T. T. und von Bodungen, B. (1990a). Copepod grazing potential in late winter in the Norwegian Sea - a factor in the control of spring phytoplankton growth? *Marine Ecology Progress Series* **60**, 225-233.
- Bathmann, U., Peinert, R., Noji, T. T. und von Bodungen, B. (1990b). Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea. *Progress in Oceanography* **24**, 117-125.
- Bathmann, U. V., Noji, T. T., Voss, M. und Peinert, R. (1987). Copepod fecal pellets: Abundance, sedimentation and content at a permanent station in the Norwegian Sea in May/June 1986. *Marine Ecology Progress Series* **38**, 45-51.
- Bathmann, U. V., Scharek, R., Klaas, C., Dubischar, C. D. und Smetacek, V. (1997). Spring development of phytoplankton biomass and composition in major water masses of the Atlantic Sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Research Part II* **44**, 51-68.
- Bauerfeind, E., Garrity, C., Krumbholz, M., Ramseier, R. O. und Voss, M. (1997). Seasonal variability of sediment trap collections in the Northeast Water polynya. Part 2: Biochemical and microscopic composition of sedimenting matter. *Journal of Marine Systems* **10**, 371-390.
- Bauerfeind, E., von Bodungen, B., Arndt, K. und Koeve, W. (1994). Particle flux, and composition of sedimenting matter, in the Greenland Sea. *Journal of Marine Systems* **5**, 411-423.
- Bauerfeind, E., von Bodungen, B., Garrity, C. und Ramseier, R. O. (1995). Vertical particle flux in the Greenland Sea at 72°N 1988-1992 as related to ice concentrations. In *Nordic Seas, on the results from Greenland Sea Project (GSP)*, 25-27. Hamburg, 7-9 March 1995, .
- Baumann, K. H., Andruseit, H., Schröder-Ritzrau, A. und Samtleben, C. (1996). Spatial and temporal dynamics of coccolithophore communities during reduced productivity phases in the Norwegian-Greenland Sea. In *Micropaleontology & Paleoceanography of the northern North Atlantic*, Bd. Special Publication (Hrsg. C. Hass und M. A. Kaminski), Grzybowski Foundation.
- Baumann, M., Goeyens, L., Jesse, S., Riegger, L., Röttgers, R., Tibcken, M. und Brandini, F. (1994). Phytoplankton blooms and species composition in the Weddell Gyre. *Berichte zur Polarforschung* **135**, 172-176.
- Becquevort, S. (1997). Nanoprotozooplankton of the Atlantic sector of the Southern Ocean in early spring: biomass and feeding activities. *Deep-Sea Research II* **44**, 355-374.
- Becquevort, S., Detmer, A. E. und Jochem, F. J. (1994). Standing stocks and distribution of pico- and nanoplankton. *Berichte zur Polarforschung* **135**, 58-63.
- Bianchi, F., Boldrin, A., Cioce, F., Dieckmann, G., Kuosa, H., Larsson, A.-M., Nöthig, E.-M., Sehlstedt, P.-I., Socal, G. und Syvertsen, E. E. (1992). Phytoplankton distribution in relation to sea ice, hydrography and nutrients in the north-western Weddell Sea in early spring 1988 during EPOS. *Polar Biology* **12**, 225-235.

- Bianchi, T. S., Demetropoulos, A., Hadjichristophorou, M., Argyrou, M., Baskaran, M. und Lambert, C. (1996). Plant pigments as biomarkers of organic matter sources in sediment and coastal waters of Cyprus (eastern Mediterranean). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **42**, 103-115.
- Bianchi, T. S., Lambert, C. und Biggs, D. C. (1995a). Distribution of chlorophyll *a* and phaeopigments in the northwestern Gulf of Mexico: A comparison between fluorometric and high-performance liquid chromatography measurements. *Bulletin of Marine Science* **56**, 25-32.
- Bianchi, T. S., Lambert, C., Santschi, P. H., Baskaran, M. und Guo, L. (1995b). Plant pigments as biomarkers of high-molecular-weight dissolved organic carbon. *Limnology and Oceanography* **40**, 422-428.
- Bidigare, R. R. (1989). Photosynthetic pigment composition of the brown tide alga: Unique chlorophyll and carotenoid derivatives. In *Novel Phytoplankton Blooms: Causes and Impact of Recurrent Brown Tides and other Unusual Blooms*, Bd. 35 (Hrsg. E. M. Cosper, E. J. Carpenter und V. M. Bricelj), 57-75. Berlin, Springer-Verlag.
- Bidigare, R. R. (1991). Analysis of algal chlorophylls and carotenoids. In *Marine particles: Analysis and Characterisation*, Bd. Geophysical Monograph (Hrsg. D. C. Hurd und D. W. Spencer), 119-123, American Geophysical Union.
- Bidigare, R. R., Frank, T. J., Zastrow, C. und Brooks, J. M. (1986). The distribution of algal chlorophylls and their degradation products in the Southern Ocean. *Deep-Sea Research* **33**, 923-937.
- Bidigare, R. R., Iriarte, J. L., Kang, S.-H., Karentz, D., Ondrusek, M. E. und Fryxell, G. A. (1996). Phytoplankton : quantitative and qualitative assessments. In *Foundations for Ecological Research west of the Antarctic Peninsula*, Bd. 70 (Hrsg. R. Ross, E. Hofmann und L. Quetin), 173-198. Washington, D. C., Antarctic Research Series, American Geophysical Union.
- Bidigare, R. R., Kennicutt, M. C., II und Brooks, J. M. (1985). Rapid determination of chlorophylls and their degradation products by high-performance liquid chromatography. *Limnology and Oceanography* **30**, 432-435.
- Bidigare, R. R., Marra, J., Dickey, T. D., Iturriaga, R., Baker, K. S., Smith, R. C. und Pak, H. (1990). Evidence for phytoplankton succession and chromatic adaptation in the Sargasso Sea during spring 1985. *Marine Ecology Progress Series* **60**, 113-122.
- Bidigare, R. R., Ondrusek, M. E. und Kang, S. H. (1992). Measurements of photosynthetic and UVB blocker pigments during the Icecolor '90 expedition. *Antarctic Journal of the United States* **28**, 119-120.
- Bienfang, P., Szyper, J. und Laws, E. (1983). Sinking rate and pigment responses to light-limitation of a marine diatom: Implications to dynamics of chlorophyll maximum layers. *Oceanologica Acta* **6**, 55-62.
- Bird, D. F. und Karl, D. M. (1991). Massive prasinophyte bloom in the northern Gerlach Strait. *Antarctic Journal of the United States* **26**, 152-154.
- Biscaye, P. E., Anderson, R. F. und Deck, B. L. (1988). Fluxes of particles and constituents to the eastern United States continental slope and rise: SEEP-I. *Continental Shelf Research* **8**, 855-904.
- Biscaye, P. E., Flagg, C. N. und Falkowski, P. G. (1994). The shelf edge exchange processes experiment, SEEP-II: an introduction to hypotheses, results and conclusions. *Deep-Sea Research II* **41**, 231-252.
- Björnland, T., Guillard, R. R. L. und Liaaen-Jensen, S. (1988). *Phaeosystis* sp. clone 667-3 - a tropical marine planktonic prymnesiophyte with fucoxanthin and 19-acyloxyfucoxanthin as chemosystematic carotenoid markers. *Biochemical Systematics and Ecology* **16**, 445-452.
- Björnland, T. und Liaaen-Jensen, S. (1989). Distribution pattern of carotenoids in relation to chromophyte phylogeny and systematics. In *The Chromophyte algae: Problems and Perspectives*, Bd. Systematics Association Special Volume (Hrsg. J. C. Green und B. S. C. Leadbeater), 37-60. Oxford, Clarendon Press.
- Blaume, F. (1992). Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **36**, 1-150.
- Bochdansky, A. B. und Deibel, D. (1997). The gut content technique is a useful tool to determine *in situ* feeding rates of *Oikopleura vanhoeffeni*: (Appendicularia) (Abstract). In *Aquatic Science Meeting*, 103. Santa FeASLO.
- Boczar, B. A. und Palmisano, A. C. (1990). Photosynthetic pigments and pigment-proteins in natural populations of Antarctic sea-ice diatoms. *Phycologia* **29**, 470-477.
- Booth, B. C. und Marchant, H. J. (1987). Parmales, a new order of marine Chrysophytes, with description of three new genera and seven new species. *Journal of Phycology* **23**, 245-260.
- Bourke, R. H., Newton, J. L., Paquette, R. G. und Tunnicliffe, M. D. (1987). Circulation and water masses of the East Greenland shelf. *Journal of Geophysical Research* **92**, 6729-6740.

- Bowles, N. D., Paerl, H. W. und Tucker, J. (1985). Effective solvents and extraction periods employed in phytoplankton carotenoid and chlorophyll determinations. *Canadian Journal of Fishery and Aquatic Science* **42**, 1127-1131.
- Braarud, T., Gaarder, K. R. und Nordli, O. (1958). Seasonal changes in phytoplankton at various points off the Norwegian west coast. *Reports on Norwegian Fishery- and Marine Investigations* **12**, 1-78.
- Brown, C. W. und Yoder, J. (1994). Coccolithophorid blooms in the global ocean. *Journal of Geophysical Research* **99**, 7467-7482.
- Brown, S. B., Houghton, J. D. und Hendry, G. A. F. (1991). Chlorophyll breakdown. In *Chlorophylls* (Hrsg. H. Scheer), 465-489. Boca Raton, CRC Press.
- Brown, S. R., Daley, R. J. und McNeely, R. N. (1977). Composition and stratigraphy of the fossil phorbins derivatives of Little Round Lake, Ontario. *Limnology and Oceanography* **22**, 336-348.
- Brunet, C., Brylinski, J. M. und Lemoine, Y. (1993). *In situ* variations of the xanthophylls diatoxanthin and diadinoxanthin: photoadaptation and relationship with a hydrodynamical system in the English Channel. *Marine Ecology Progress Series* **102**, 69-77.
- Buck, K. R., Bolt, P. A., Benthams, W. N. und Garrison, D. L. (1992). A dinoflagellate cyst from Antarctic sea ice. *Journal of Phycology* **28**, 15-18.
- Buck, K. R. und Garrison, D. L. (1983). Protists from the ice-edge region of the Weddell Sea. *Deep-Sea Research* **30**, 1261-1277.
- Buck, K. R. und Newton, J. (1995). Fecal pellet flux in Dabob Bay during a diatom bloom: Contribution of microzooplankton. *Limnology and Oceanography* **40**, 306-315.
- Buma, A. G. J., Bano, N., Veldhuis, M. J. W. und Kraay, G. W. (1991). Comparison of the pigmentation of two strains of the prymnesiophyte *Phaeocystis* sp. *Netherlands Journal of Sea Research* **27**, 173-182.
- Buma, A. G. J., Gieskes, W. W. C. und Thomsen, H. A. (1992). Abundance of Cryptophyceae and chlorophyll b-containing organisms in the Weddell-Scotia Confluence area in the spring of 1988. *Polar Biology* **12**, 43-52.
- Buma, A. G. J., Tréguer, P., Kraay, G. W. und Morvan, J. (1990). Algal pigment patterns in different water masses of the Atlantic sector of the Southern Ocean during fall 1987. *Polar Biology* **11**, 55-62.
- Burkill, P. H., Mantoura, R. F. C., Llewellyn, C. A. und Owens, N. J. P. (1987). Microzooplankton grazing and selectivity of phytoplankton in coastal waters. *Marine Biology* **93**, 581-590.
- Bustillos-Guzmán, J., Claustre, H. und Marty, J.-C. (1995). Specific phytoplankton signatures and their relationship to hydrographic conditions in the coastal northwestern Mediterranean Sea. *Marine Ecology Progress Series* **124**, 247-258.
- Cadée, G. C., González, H. und Schnack-Schiel, S. B. (1992). Krill diet affects faecal string settling. *Polar Biology* **12**, 75-80.
- Carmack, E. C. (1990). Large scale physical oceanography of polar oceans. In *Polar Oceanography, Part a -Physical science-* (Hrsg. W. O. Smith), 171-222. San Diego, Academic Press, Inc.
- Carpenter, S. R. und Bergquist, A. M. (1985). Experimental tests of grazing indicators based on chlorophyll-a degradation products. *Archiv für Hydrobiologie* **102**, 303-317.
- Carpenter, S. R., Elser, M. M. und Elser, J. J. (1986). Chlorophyll production, degradation, and sedimentation: Implications for paleolimnology. *Limnology and Oceanography* **31**, 112-124.
- Cary, S. C., Lovette, J. T., Perl, P. J., Huntley, M. E. und Vernet, M. (1992). A microencapsulation technique for introducing pure compounds in zooplankton diets. *Limnology and Oceanography* **37**, 404-413.
- Castillo, R., Nègre-Sadargues, G. und Lenel, R. (1982). General survey of the carotenoids in Crustacea. In *Carotenoid Chemistry & Biochemistry. Proceedings of the 6th International Symposium on carotenoids* (Hrsg. G. Britton und T. W. Goodwin), 211-224. Oxford, Pergamon Press.
- Chavtur, V. G. (1978). The species composition and the distribution of planktonic ostracods (ostracoda, Myodocopa) in the central part of the Arctic Basin. (Kurzfassung). *Zool.-Zh.* **57**, 1790-1798.
- Chisholm, S. W., Frankel, S. L., Goericke, R., Olson, R. J., Palenik, B., Waterbury, J. B., West-Johnsrud, L. und Zettler, E. R. (1992). *Prochlorococcus marinus* nov. gen. nov. sp.: An oxyphototrophic marine prokaryote containing divinyl chlorophyll *a* and *b*. *Archives of Microbiology* **157**, 297-300.
- Chisholm, S. W., Olson, R. J., Zettler, E. R., Goericke, R., Waterbury, J. B. und Welschmeyer, N. A. (1988). A novel free-living prochlorophyte abundant in the oceanic euphotic zone. *Nature* **334**, 340-343.
- Claustre, H. (1994). The trophic status of various oceanic provinces as revealed by phytoplankton pigment signatures. *Limnology and Oceanography* **39**, 1206-1210.
- Claustre, H., Kerhervé, P., Marty, J. C., Prieur, L., Videau, C. und Hecq, J. H. (1994). Phytoplankton dynamics associated with a geostrophic front: Ecological and biogeochemical implications. *Journal of Marine Research* **52**, 711-742.

- Claustre, H. und Marty, J.-C. (1995). Specific phytoplankton biomasses and their relation to primary production in the tropical North Atlantic. *Deep-Sea Research* **42**, 1475-1493.
- Cleve, P. T. (1899). Plankton collected by the Swedish expedition to Spitzbergen in 1898. *Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar* **32**, 1-52.
- Cleve, P. T. (1900). Plankton collected by the Swedish expedition to Greenland in 1899. *Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar* **34**, 1-21.
- Comiso, J. C., McClain, C. R., Sullivan, C. W., Ryan, J. P. und Leonard, C. L. (1993). Coastal zone color scanner pigment concentrations in the Southern Ocean and relationships to geophysical surface features. *Journal of Geophysical Research* **98**, 2419-2451.
- Conover, R. J., Durvasula, R., Roy, S. und Wang, R. (1986). Probable loss of chlorophyll-derived pigments during passage through the gut of zooplankton, and some of the consequences. *Limnology and Oceanography* **31**, 878-887.
- Cota, G. F., Smith, W. O., Jr. und Mitchell, B. G. (1994). Photosynthesis of *Phaeocystis* in the Greenland Sea. *Limnology and Oceanography* **39**, 948-953.
- Crawford, R. M. (1995). The role of sex in the sedimentation of a marine diatom bloom. *Limnology and Oceanography* **40**, 200-204.
- Crawford, R. M., Hinz, F. und Rynearson, T. (1997). Spatial and temporal distribution of assemblages of the diatom *Corethron criophilum* in the polar frontal region of the South Atlantic. *Deep-Sea Research II* **44**, 479-496.
- Cullen, J. J. und Lewis, M. R. (1988). The kinetics of algal photoadaptation in the context of vertical mixing. *Journal of Plankton Research* **10**, 1039-1063.
- Currie, R. I. (1962). Pigments in zooplankton faeces. *Nature* **193**, 956-957.
- Dagg, M. J. und Walser, W. E., Jr. (1987). Ingestion, gut passage, and egestion by the copepod *Neocalanus plumchrus* in the laboratory and in the subarctic Pacific Ocean. *Limnology and Oceanography* **32**, 178-188.
- Dale, T. (1995). Planteplanktonets sesongutvikling på Stasjon M i årene 1990-1992. Candidata scientiarum, *Institutt for fiskeri-og marinbiologi*, 103 S. Bergen, Norway, Univeriteteti i Bergen.
- Daley, R. J. (1973). Experimental characterization of lacustrine chlorophyll diagenesis. II. Bacterial, viral and herbivore grazing effects. *Archiv für Hydrobiologie* **72**, 409-439.
- Daley, R. J. und Brown, S. R. (1973). Experimental characterization of lacustrine chlorophyll diagenesis. I. Physiological and environmental effects. *Archiv für Hydrobiologie* **73**, 277-304.
- Dam, H. G., Roman, M. R. und Youngbluth, M. J. (1995). Downward export of respiratory carbon and dissolved inorganic nitrogen by diel-migrant mesozooplankton at the JGOFS Bermuda time series study. *Deep-Sea Research* **42**, 1187-1197.
- Davidson, A. T. und Marchant, H. J. (1992). Protist abundance and carbon concentration during a *Phaeocystis*-dominated bloom at an Antarctic coastal site. *Polar Biology* **12**, 387-395.
- Davies, B. H. (1976). Carotenoids. In *Chemistry and Biochemistry of Plant Pigments*, Bd. 2 (Hrsg. T. W. Goodwin), 38-165. London, Academic Press.
- De Baar, H. J. W., de Jong, J. T. M., Bakker, D. C. E., Löscher, B. M., Veth, C., Bathmann, U. und Smetacek, V. (1995). Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean. *Nature* **373**, 412-415.
- Deibel, D. (1988). Filter feeding by *Oikopleura vanhoeffeni*: grazing impact on suspended particles in cold ocean waters. *Marine Biology* **99**, 177-186.
- Deibel, D. und Turner, J. T. (1985). Zooplankton feeding ecology: contents of fecal pellets of the appendicularian *Oikopleura vanhoeffeni*. *Marine Ecology Progress Series* **27**, 67-78.
- DeMaster, D. J., Nelson, T. M., Harden, S. L. und Nittrouer, C. A. (1991). The cycling and accumulation of biogenic silica and organic carbon in Antarctic deep-sea and continental margin environments. *Marine Chemistry* **35**, 489-502.
- Demers, S., Roy, S., Gagnon, R. und Vignault, C. (1991). Rapid light-induced changes in cell fluorescence and in xanthophyll-cycle pigments of *Alexandrium excavatum* (Dinophyceae) and *Thalassiosira pseudonana* (Bacillariophyceae): a photo-protection mechanism. *Marine Ecology Progress Series* **76**, 185-193.
- Demmig-Adams, B. und Adams II, W. W. (1993). The xanthophyll-cycle. In *Carotenoids in photosynthesis* (Hrsg. A. J. Young und J. Britton), 206-251. London, Chapman & Hall.
- Detmer, A. (1995). Verbreitung, Abundanz und Bedeutung von autotrophem Pico- und Nanoplankton in polaren, temperierten und subtropischen Regionen. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde* **263**, 1-138.
- Detmer, A. E. und Bathmann, U. V. (1997). Distribution patterns of autotrophic pico- and nanophytoplankton and their relative contribution to algal biomass during spring in the Atlantic Sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Research Part II* **44**, 299-320.
- Dickson, R. R., Meincke, J., Malmberg, S. A. und Lee, A. J. (1988). The "great salinity anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982. *Progress in Oceanography* **20**, 103-151.

- Dilling, L. und Alldredge, A. L. (1993). Can chaetognath fecal pellets contribute significantly to carbon flux? *Marine Ecology Progress Series* **92**, 51-58.
- DiTullio, G. R. und Smith, W. O., Jr. (1996). Spatial patterns of phytoplankton biomass and pigment distributions in the Ross Sea. *Journal of Geophysical Research* **101**, 18467-18477.
- Downs, J. N. (1989). Implications of the phaeopigment, carbon and nitrogen content of sinking particles for the origin of export production. Ph.D. Thesis, *School of Oceanography*, 196 S. Washington, University of Washington.
- Downs, J. N. und Lorenzen, C. J. (1985). Carbon : phaeopigments ratios of zooplankton fecal pellets as an index of herbivorous feeding. *Limnology and Oceanography* **30**, 1024-1036.
- Dubischar, C. D. und Bathmann, U. V. (1997). Grazing impact of copepods and salps on phytoplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Research Part II* **44**, 415-434.
- Dugdale, R. und Wilkerson, F. (1992). Nutrient limitation of new production in the sea. In *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*, Bd. 43 (Hrsg. P. G. Falkowski und A. D. Woodhead), 107-122. New York, Plenum Press.
- Dunbar, M. J. (1946). On *Themisto libellula* in Baffin Island coastal waters. *Journal Fisheries Research Board of Canada* **6**, 419-434.
- Eicken, H., Ackley, S. F. und Richter-Menge, J. A. (1991a). Is the strength of sea-ice related to its chlorophyll content? *Polar Biology* **11**, 347-350.
- Eicken, H., Lange, M. A. und Dieckmann, G. S. (1991b). Spatial variability of sea-ice properties in the Northwestern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research* **96**, 10,602-10,615.
- Eppley, R. W. (1989). New production: History, methods, problems. In *Productivity of the Ocean: Present and Past* (Hrsg. W. H. Berger, V. S. Smetacek und G. Wefer), 85-97. Chichester, John Wiley and Sons Limited.
- Everitt, D. A., Wright, S. W., Volkman, J. K., Thomas, D. P. und Lindstrom, E. J. (1990). Phytoplankton community compositions in the western Equatorial Pacific determined from chlorophyll and carotenoid pigment distributions. *Deep-Sea Research* **37**, 975-997.
- Fahrbach, E. (1995). Die Polarmeere - ein Überblick. In *Biologie der Polarmeere* (Hrsg. I. Hempel und G. Hempel), 24-57. Jena, Gustav Fischer Verlag.
- Falkowski, P. G., Greene, R. M. und Geider, R. J. (1992). Physiological limitations on phytoplankton productivity in the ocean. *Oceanography* **5**, 84-91.
- Fawley, M. W. (1992). Photosynthetic pigments of *Pseudoscurfieldia marina* and selected green flagellates and coccoid ultraphytoplankton: Implications for the systematics of the Micromonadophyceae (Chlorophyta). *Journal of Phycology* **28**, 26-31.
- Feigelson, E. D. und Babu, G. J. (1992). Linear regression in Astronomy. II. *The Astrophysical Journal* **397**, 55-67.
- Fiala, M., Sournia, A., Claustre, H., Marty, J. C., Prieur, L. und Vétion, G. (1994). Gradients of phytoplankton abundance, composition and photosynthetic pigments across the Almeria-Oran front (SW Mediterranean Sea). *Journal of Marine Systems* **5**, 223-233.
- Fiksdahl, A., Liaen-Jensen, S. und Siegelmann, H. W. (1978). Carotenoids of *Coccolithus pelagicus*. *Biochemical Systematics and Ecology* **7**, 47-48.
- Flood, P. R. (1991). Architecture of, and water circulation and flow rate in, the house of the planktonic tunicate *Oikopleura labradoriensis*. *Marine Biology* **111**, 95-111.
- Fohrmann, H. (1995). The influence of sediment on bottom arrested gravity plumes - numerical case studies. In *Nordic Seas, on the results from Greenland Sea Project (GSP)*, 65-68. Hamburg, 7-9 March 1995. .
- Fohrmann, H. (1996). Sedimente in bodengebundenen Dichteströmungen - numerische Fallstudien -. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **66**, 1-106.
- Frank, H. A. und Cogdell, R. J. (1993). The photochemistry and function of carotenoids in photosynthesis. In *Carotenoids in photosynthesis* (Hrsg. A. J. Young und J. Britton), 252-326. London, Chapman & Hall.
- Franks, P. J. S. (1992). Phytoplankton blooms at fronts: Patterns, scales, and physical forcing mechanisms. *Reviews in Aquatic Sciences* **6**, 121-137.
- Fransz, H. G. und Gonzalez, S. R. (1997). Latitudinal metazoan plankton zones in the Antarctic Circumpolar Current along 6°W during austral spring 1992. *Deep-Sea Research Part II* **44**, 395-414.
- Fürderer, H. A. (1991). Zooplankton in Sinkstoffallen in Beziehung zur Vertikalverteilung im Europäischen Nordmeer. Diplomarbeit, *Zoologisches Institut*, 73 S. Kiel, Universität Kiel.
- Furlong, E. T. (1986). Sediment Geochemistry of photosynthetic pigments in oxic and anoxic marine and lacustrine sediments: Dabob Bay, Saanich Inlet, and Lake Washington. Ph.D. Thesis, *School of Oceanography*, 214 S. Washington, University of Washington.
- Gardner, W. D. (1985). The effect of tilt on sediment trap efficiency. *Deep-Sea Research* **32**, 349-361.
- Gardner, W. D. (1996). Sediment trap technology and sampling in surface waters. Texas, Texas A&M University.

- Gardner, W. D., Hinga, K. R. und Marra, J. (1983). Observations on the degradation of biogenic material in the deep ocean with implications on accuracy of sediment trap fluxes. *Journal of Marine Research* **41**, 195-214.
- Garrison, D. L. (1991). Antarctic sea ice biota. *Amer. Zool.* **31**, 17-33.
- Garrison, D. L. und Buck, K. R. (1985). Sea-ice algal communities in the Weddell Sea: species composition in ice and plankton assemblages. In *Marine Biology of polar regions and effects of stress on marine organisms*. (Hrsg. J. S. Gray und M. E. Christiansen), 103-122. New York, John Wiley.
- Garrison, D. L. und Buck, K. R. (1986). Organism losses during ice melting: a serious bias in sea ice community studies. *Polar Biology* **6**, 237-239.
- Garrison, D. L. und Buck, K. R. (1987). Algal assemblages in Antarctic pack ice and in ice-edge plankton. *Journal of Phycology* **23**, 564-572.
- Garrison, D. L. und Buck, K. R. (1989). The biota of antarctic pack ice in the Weddell Sea and Antarctic Peninsula Regions. *Polar Biology* **10**, 211-219.
- Garrison, D. L. und Buck, K. R. (1991). Surface layer assemblages in Antarctic pack ice during austral spring: environmental conditions, primary production and community structure. *Marine Ecology Progress Series* **75**, 161-172.
- Garrison, D. L., Sullivan, C. W. und Ackley, S. F. (1986). Sea ice microbial communities in Antarctica. *BioScience* **36**, 243-250.
- Gepstein, S. (1988). Photosynthesis. In *Senescence and aging in plants* (Hrsg. L. D. Noodén und A. C. Leopold), 88-109. San Diego, California, Academic Press, Inc.
- Gieskes, W. W. C. (1991). Algal pigment fingerprints: clue to taxon specific abundance, productivity and degradation of phytoplankton in seas and oceans. In *Particle Analysis in Oceanography*, Bd. G27 (Hrsg. S. Demers), 61-100. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag.
- Gieskes, W. W. C. und Kraay, G. W. (1983). Unknown chlorophyll *a* derivatives in the North Sea and the tropical Atlantic Ocean revealed by HPLC analysis. *Limnology and Oceanography* **28**, 757-766.
- Gieskes, W. W. C. und Kraay, G. W. (1984). Phytoplankton, its pigments, and primary production at a central North Sea station in May, July and September. *Netherlands Journal of Sea Research* **18**, 51-70.
- Gieskes, W. W. C. und Kraay, G. W. (1986a). Analysis of phytoplankton pigments by HPLC before, during and after mass occurrence of the microflagellate *Corymbellus aureus* during the spring bloom in the open northern North Sea in 1983. *Marine Biology* **92**, 42-52.
- Gieskes, W. W. C. und Kraay, G. W. (1986b). Floristic and physiological differences between the shallow and the deep nanoplankton community in the euphotic zone of the open tropical Atlantic revealed by HPLC analysis. *Marine Biology* **91**, 567-576.
- Gieskes, W. W. C. und Kraay, G. W. (1986c). Pigment measurements at sea, with emphasis on analysis by HPLC. In *SCOR working group 78*, 1-11. Plymouth, March, .
- Gieskes, W. W. C., Kraay, G. W., Nontji, A., Setiapermana, D. und Sutomo. (1988). Monsoonal alternation of a mixed and a layered structure in the phytoplankton of the euphotic zone of the Banda Sea (Indonesia): A mathematical analysis of algal pigment fingerprints. *Netherlands Journal of Sea Research* **22**, 123-137.
- Gilstad, M., Johnsen, G. und Sakshaug, E. (1993). Photosynthetic parameters, pigment composition and respiration rates of the marine diatom *Skeletonema costatum* grown in continuous light and a 12:12 h light-dark cycle. *Journal of Plankton Research* **15**, 939-951.
- Goericke, R. und Repeta, D. J. (1992). The pigments of *Prochlorococcus marinus*: The presence of divinyl chlorophyll *a* and *b* in a marine procaryote. *Limnology and Oceanography* **37**, 425-433.
- Goericke, R. und Repeta, D. J. (1993). Chlorophylls *a* and *b* and divinyl chlorophylls *a* and *b* in the open subtropical North Atlantic Ocean. *Marine Ecology Progress Series* **101**, 307-313.
- Goldman, J. C. (1993). Potential role of large oceanic diatoms in new primary production. *Deep-Sea Research* **40**, 159-168.
- González, H. E. (1992). Distribution and abundance of krill faecal material and oval pellets in the Scotia and Weddell Seas (Antarctica) and their role in particle flux. *Polar Biology* **12**, 81-91.
- González, H. E., González, S. R. und Brummer, G.-J. A. (1994a). Short-term sedimentation pattern of zooplankton, faeces and microplankton at a permanent station in the Bjørnafjorden (Norway) during April-May 1992. *Marine Ecology Progress Series* **105**, 31-45.
- González, H. E., Kurbjeweit, F. und Bathmann, U. (1994b). Occurrence of cyclopoid copepods and faecal material in the Halley Bay region, Antarctica, during January-February 1991. *Polar Biology* **14**, 331-342.
- González, H. E. und Smetacek, V. (1994). The possible role of the cyclopoid copepod *Oithona* in retarding vertical flux of zooplankton faecal material. *Marine Ecology Progress Series* **113**, 233-246.

- Goodwin, T. W. (1976). Distribution of carotenoids. In *Chemistry and Biochemistry of Plant Pigments*, Bd. 1 (Hrsg. T. W. Goodwin), 225-261. London, Academic Press.
- Goodwin, T. W. und Britton, G. (1988). Distribution and analysis of carotenoids. In *Plant Pigments* (Hrsg. T. W. Goodwin), 61-132. London, Academic Press.
- Gouretski, V. V. und Danilov, A. I. (1994). Characteristics of warm rings in the African sector of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research* **41**, 1131-1157.
- Gow, A. J. und Tucker III, W. B. (1990). Sea ice in the Polar regions. In *Polar Oceanography, Part a -Physical science-* (Hrsg. W. O. Smith), 47-122. San Diego, Academic Press, Inc.
- Gowen, R. J., Tett, P. und Wood, B. J. B. (1983). Changes in the major dihydroporphyrin plankton pigments during the spring bloom of phytoplankton in two Scottish sea-lochs. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* **63**, 27-36.
- Gradinger, R. (1990). Zur Bedeutung des Pico- und Nanophytoplanktons in polaren Regionen am Beispiel der Grönländischen See. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde* **196**, 1-162.
- Gradinger, R. und Lenz, J. (1989). Picocyanobacteria in the high Arctic. *Marine Ecology Progress Series* **52**, 99-101.
- Gradinger, R. und Lenz, J. (1995). Seasonal occurrence of picocyanobacteria in the Greenland Sea and central Arctic ocean. *Polar Biology* **15**, 447-452.
- Graf, G., Gerlach, S. A., Linke, P., Queisser, W., Ritzrau, W., Scheltz, A., Thomsen, L. und Witte, U. (1995). Benthic-pelagic coupling in the Greenland-Norwegian Sea and its effects on the geological record. *Geologische Rundschau* **84**, 49-58.
- Gran, H. H. (1902a). Das Plankton des Norwegischen Nordmeeres. *Reports on Norwegian Fishery- and Marine Investigations* **2**, 1-222.
- Gran, H. H. (1902b). Die Diatomeen der arktischen Meere. *Fauna Arctica* **3**, 511-554.
- Grebmeier, J. M. und Barry, J. P. (1991). The influence of oceanographic processes on the pelagic-benthic coupling in polar regions: A benthic perspective. *Journal of Marine Systems* **2**, 495-518.
- Grumbach, F. H. und Lichtenthaler, H. K. (1982). Chloroplast pigments and their biosynthesis in relation to light intensity. *Photochemistry and Photobiology* **35**, 209-212.
- Guillard, R. R. L., Murphy, L. S., Voss, P. und Liaaen-Jensen, S. (1985). *Syneccoccus* spp. as likely zeaxanthin-dominant ultraphytoplankton in the North Atlantic. *Limnology and Oceanography* **30**, 412-414.
- Gust, G., Byrne, R. H., Bernstein, R. E., Betzer, P. R. und Bowles, W. (1992). Particle fluxes and moving fluids: experience from synchronous trap collections in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Research* **39**, 1071-1083.
- Hager, A. und Stransky, H. (1970a). Das Carotinoidmuster und die Verbreitung des lichtinduzierten Xanthophyllcyclus in verschiedenen Algenklassen III. Grünalgen. *Archiv für Mikrobiologie* **72**, 68-83.
- Hager, A. und Stransky, H. (1970b). Das Carotinoidmuster und die Verbreitung des lichtinduzierten Xanthophyllcyclus in verschiedenen Algenklassen V. Einzelne Vertreter, der Cryptophyceae, Euglenophyceae, Bacillariophyceae, Chrysophyceae und Phaeophyceae. *Archiv für Mikrobiologie* **73**, 77-89.
- Halldal, P. (1953). Phytoplankton investigations from weather ship M in the Norwegian Sea, 1948-49. *Hvalrædets Skrifter* **38**, 1-91.
- Hallegraeff, G. M. (1981). Seasonal study of phytoplankton pigments and species at a coastal station off Sydney: Importance of diatoms and the nanoplankton. *Marine Biology* **61**, 107-118.
- Hallegraeff, G. M. und Jeffrey, S. W. (1985). Description of new chlorophyll *a* alteration products in marine phytoplankton. *Deep-Sea Research* **32**, 697-705.
- Hansell, D. A. und Newton, J. A. (1994). Design and evaluation of a "swimmer"-segregating particle interceptor trap. *Limnology and Oceanography* **39**, 1487-1495.
- Hawkins, A. J. S., Bayne, B. L., Mantoura, R. F. C. und Llewellyn, C. A. (1986). Chlorophyll degradation and absorption throughout the digestive system of the blue mussel *Mytilus edulis* L. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **96**, 213-223.
- Head, E. J. H. (1992a). Comparison of the chemical composition of particulate material and copepod faecal pellets at stations off the coast of Labrador and in the Gulf of St. Lawrence. *Marine Biology* **112**, 593-600.
- Head, E. J. H. (1992b). Gut pigment accumulation and destruction by Arctic copepods in vitro and in situ. *Marine Biology* **112**, 583-592.
- Head, E. J. H. und Harris, L. R. (1987). Copepod feeding patterns before and during a spring bloom in Bedford Basin, Nova Scotia. *Marine Ecology Progress Series* **40**, 221-230.
- Head, E. J. H. und Harris, L. R. (1992). Chlorophyll and carotenoid transformation and destruction by *Calanus* spp. grazing on diatoms. *Marine Ecology Progress Series* **86**, 229-238.
- Head, E. J. H. und Harris, L. R. (1994). Feeding selectivity by copepods grazing on natural mixtures of phytoplankton determined by HPLC analysis of pigments. *Marine Ecology Progress Series* **110**, 75-83.

- Head, E. J. H. und Harris, L. R. (1996). Chlorophyll destruction by *Calanus* spp. grazing on phytoplankton: kinetics, effects of ingestion rate and feeding history, and a mechanistic interpretation. *Marine Ecology Progress Series* **135**, 223-235.
- Head, E. J. H., Harris, L. R., Irwin, B. I., Horne, E. P. W. und Li, W. K. W. (1996). Plankton dynamics and carbon flux in an area of upwelling off the coast of Morocco. *Deep-Sea Research* **43**, 1713-1738.
- Head, E. J. H. und Horne, E. P. W. (1993). Pigment transformation and vertical flux in an area of convergence in the North Atlantic. *Deep-Sea Research II* **40**, 329-346.
- Hedges, J. I., Lee, C., Wakeham, S. G., Hernes, P. J. und Peterson, M. L. (1993). Effects of poisons and preservatives on the fluxes and elemental compositions of sediment trap material. *Journal of Marine Research* **51**, 651-668.
- Hellmer, H. H. und Bersch, M. (1985). A survey of oceanographic and marine meteorological research work. *Berichte zur Polarforschung* **26**, 1-115.
- Hendry, G. A. F., Houghton, J. D. und Brown, S. B. (1987). The degradation of chlorophyll - a biological enigma. *New Phytologist* **107**, 255-302.
- Herbland, A. (1988). The deep phaeopigments maximum in the ocean: reality or illusion? In *Toward a Theory on Biological-Physical Interactions in the World Ocean* (Hrsg. B. J. Rothschild), 157-172. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- Hoham, R. W. (1980). Unicellular Chlorophytes - Snow Algae. In *Phytoflagellates*, Bd. Developments in Marine Biology (Hrsg. E. R. Cox), 61-84. Amsterdam, Elsevier Science B. V.
- Honjo, S. (1990). Particle fluxes and modern sedimentation in the polar oceans. In *Polar Oceanography, Part B - Chemistry, Biology and Geology* (Hrsg. W. O. Smith), 687-734. San Diego, Academic Press, Inc.
- Honjo, S. (1996). Fluxes of particles to the interior of the open oceans. In *Particle flux in the ocean* (Hrsg. V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo und P. J. Depetris), 91-154, John Wiley & Sons Ltd.
- Honjo, S. und Manganini, S. J. (1993). Annual biogenic particle fluxes to the interior of the North Atlantic Ocean, studied at 34°N 21°W and 48°N 21°W. *Deep-Sea Research II* **40**, 587-607.
- Honjo, S., Manganini, S. J. und Wefer, G. (1988). Annual particle flux and a winter outburst of sedimentation in the northern Norwegian Sea. *Deep-Sea Research* **35**, 1223-1234.
- Honjo, S., Spencer, D. W. und Gardner, W. D. (1992). A sediment trap intercomparison experiment in the Panama Basin, 1979. *Deep-Sea Research* **39**, 333-358.
- Hooks, C. E., Bidigare, R. R., Keller, M. D. und Guillard, R. R. L. (1988). Coccolid eukaryotic marine ultraplankters with four different HPLC pigment signatures. *Journal of Phycology* **24**, 571-580.
- Hopkins, T. S. (1991). The GIN Sea - a synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985. *Earth Science Review* **30**, 175-318.
- Horner, R., Ackley, S. F., Dieckmann, G. S., Gulliksen, B., Hoshiai, T., Legendre, L., Melnikov, I. A., Reeburgh, W. S., Spindler, M. und Sullivan, C. W. (1992). Ecology of sea ice biota. 1. Habitat, terminology, and methodology. *Polar Biology* **12**, 417-427.
- Hoshiai, T. (1985). Autumnal proliferation of ice-algae in the Antarctic sea-ice. In *Antarctic Nutrient Cycles and Food Webs* (Hrsg. W. R. Siegfried, P. R. Condy und R. M. Laws), 89-92. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag.
- Humphrey, G. F. (1983). The effect of spectral composition of the light on the growth, pigments and the photosynthetic rate of unicellular marine algae. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **66**, 49-67.
- Huntley, M., Sykes, P. F. und Marin, V. (1989). Biometry and trophodynamics of *Salpa thompsoni* foxton (Tunicata: Thaliacea) near the Antarctic Peninsula in austral summer, 1983-1984. *Polar Biology* **10**, 59-70.
- Isobe, T., Feigelson, E. D., Akritas, M. G. und Babu, G. J. (1990). Linear regression in Astronomy. I. *The Astrophysical Journal* **364**, 104-113.
- Jeffrey, S. W. (1968). Quantitative thin-layer chromatography of chlorophylls and carotenoids from marine algae. *Biochimica et Biophysica acta* **162**, 271-285.
- Jeffrey, S. W. (1974). Profiles of photosynthetic pigments in the ocean using thin-layer chromatography. *Marine Biology* **26**, 101-110.
- Jeffrey, S. W. (1980). Algal Pigment Systems. In *Primary Productivity in the Sea* (Hrsg. P. G. Falkowski), 33-58. New York, Plenum Press.
- Jeffrey, S. W. (1981). An improved thin-layer chromatographic technique for marine phytoplankton pigments. *Limnology and Oceanography* **26**, 191-197.
- Jeffrey, S. W. und Hallegraeff, G. M. (1987). Chlorophyllase distribution in ten classes of phytoplankton: a problem for chlorophyll analysis. *Marine Ecology Progress Series* **35**, 293-304.
- Jeffrey, S. W., Sielicki, M. und Haxo, F. T. (1975). Chloroplast pigment pattern in dinoflagellates. *Journal of Phycology* **11**, 374-384.

- Jeffrey, S. W. und Wright, S. W. (1987). A new spectrally distinct component in preparations of chlorophyll *c* from the micro-alga *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae). *Biochimica et Biophysica Acta* **894**, 180-188.
- Jeffrey, S. W. und Wright, S. W. (1994). Photosynthetic pigments in the Haptophyta. In *The Haptophyte algae*, Bd. Systematics Association Special Volume (Hrsg. J. C. Green und B. S. C. Leadbeater), 111-132. Oxford, Clarendon Press.
- Jochem, F. J., Mathot, S. und Quéguiner, B. (1995). Size-fractionated primary production in the open Southern Ocean in austral spring. *Polar Biology* **15**, 381-392.
- Johannessen, O. M. (1986). Brief overview of the physical oceanography. In *The Nordic Seas* (Hrsg. B. G. Hurdle), 103-128. New York, Springer Verlag.
- Johnsen, G. und Sakshaug, E. (1993). Bio-optical characteristics and photoadaptive responses in the toxic and bloom-forming dinoflagellates *Gyrodinium aureolum*, *Gymnodinium galatheanum*, and two strains of *Prorocentrum minimum*. *Journal of Phycology* **29**, 627-642.
- Johnson, P. W. und Sieburth, J. M. (1982). In-situ morphology and occurrence of eucaryotic phototrophs of bacterial size in the picoplankton of estuarine and oceanic waters. *Journal of Phycology* **18**, 318-327.
- Jones, E. B., Rudels, B. und Anderson, L. G. (1995). Deep water of the Arctic Ocean: origins and circulation. *Deep-Sea Research* **42**, 737-760.
- Juhl, A. R., Ohman, M. D. und Goericke, R. (1996). Astaxanthin in *Calanus pacificus*: Assessment of pigment-based measures of omnivory. *Limnology and Oceanography* **41**, 1198-1207.
- Juhler, R. K. und Cox, R. P. (1990). High-performance liquid chromatographic determination of chloroplast pigments with optimized separation of lutein and zeaxanthin. *Journal of Chromatography* **508**, 232-235.
- Keely, B. J. (1989). Early diagenesis of chlorophyll and chlorin pigments. Ph.D. Thesis, *School of Chemistry*, 212 S. Bristol, University of Bristol.
- King, L. L. (1993). Chlorophyll diagenesis in the water column and sediments of the Black Sea. Doctoral Dissertation, *Marine chemistry and geochemistry*, 290 S. Woods Hole, Woods Hole Oceanographic Institution.
- King, L. L. (1995). A mass balance of chlorophyll degradation product accumulation in Black Sea sediments. *Deep-Sea Research* **42**, 919-942.
- King, L. L. und Repeta, D. J. (1991). Novel pyropheophorbide steryl esters in Black Sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 2067-2074.
- Kjørboe, T. und Tiselius, P. T. (1987). Gut clearance and pigment destruction in a herbivorous copepods, *Acartia tonsa*, and the determination of *in situ* grazing rates. *Journal of Plankton Research* **9**, 525-534.
- Kirk, J. T. O. (1994). Light and photosynthesis in aquatic ecosystems, 509 S. Cambridge, Cambridge University Press.
- Kirst, G. O. und Wiencke, C. (1995). Ecophysiology of polar algae. *Journal of Phycology* **31**, 181-199.
- Klaas, C. (1997). Microplankton distribution and grazing impact in the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research II* **44**, 375-394.
- Klein, B. (1988). Variations of pigment content in two benthic diatoms during growth in batch cultures. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **115**, 237-248.
- Klein, B., Gieskes, W. W. C. und Kraay, G. G. (1986). Digestion of chlorophylls and carotenoids by the marine protozoan *Oxyrrhis marina* studied by h.p.l.c. analysis of algal pigments. *Journal of Plankton Research* **8**, 827-836.
- Klein, B. und Sournia, A. (1987). A daily study of the diatom spring bloom at Roscoff (France) in 1985. II. Phytoplankton pigment composition studies by HPLC analysis. *Marine Ecology Progress Series* **37**, 265-275.
- Kleppel, G. S. (1988). Plant and animal pigments as trophodynamic indicators. In *Marine Organisms as Indicator* (Hrsg. D. F. Soule und G. S. Kleppel), 73-90. Berlin, New York, Springer-Verlag.
- Kleppel, G. S. (1993). On the diets of calanoid copepods. *Marine Ecology Progress Series* **99**, 183-195.
- Kleppel, G. S., Frazel, D., Pieper, R. E. und Holliday, D. V. (1988). Natural diets of zooplankton off southern California. *Marine Ecology Progress Series* **49**, 231-241.
- Kleppel, G. S. und Lessard, E. J. (1992). Carotenoid pigments in microzooplankton. *Marine Ecology Progress Series* **84**, 211-218.
- Kleppel, G. S. und Pieper, R. E. (1984). Phytoplankton pigments in the gut contents of planktonic copepods from coastal waters off southern California. *Marine Biology* **78**, 193-198.
- Knauer, G. und Asper, V. (Hrsg.). (1989). Sediment trap technology and sampling. U.S. GOFS Planning Report No. 10. 94 S. Woods Hole, MA, Woods Hole Oceanographic Institution.
- Knauer, G., Karl, D. M., Martin, H. J. und Hunter, C. N. (1984). *In situ* effects of selected preservatives and total carbon, nitrogen and metals collected in sediment traps. *Journal of Marine Research* **42**, 445-462.

- Knox, G. A. (1994). Phytoplankton and primary production. In *The Biology of the Southern Ocean* (Hrsg. G. A. Knox), 13-38. Cambridge, Cambridge University Press.
- Koeve, W. (1992). New production of phytoplankton in the tropical and subarctic North Atlantic. Dissertation, *Institut für Meereskunde*, 98 S. Kiel, Christian-Albrechts-Universität.
- Kögeler, J., Anselme, B. und Falk-Petersen, S. (1995). Some applications of AVHRR and CZCS satellite data in studies of the Barents Sea and the Kara Sea. In *Ecology of fjords and coastal waters* (Hrsg. H. R. Skjoldal, K. E. Hopkins, C. Erikstad und H. P. Leinaas), 219-229. Amsterdam, Elsevier Science B. V.
- Kohata, K. und Watanabe, M. (1989). Diel changes in the composition of photosynthetic pigments and cellular carbon and nitrogen in *Pyramimonas parkeae* (Prasinophyceae). *Journal of Phycology* **25**, 377-385.
- Kohly, A. (1994). Aktualpaläontologische Untersuchungen zu Verbreitung und Vertikalfluß von Diatomeen sowie ihre räumliche und zeitliche Entwicklung im Jungquartär des Europäischen Nordmeeres. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **49**, 1-118.
- Kopczynska, E. E. (1992). Dominance of microflagellates over diatoms in the Antarctic areas of deep vertical mixing and krill concentrations. *Journal of Plankton Research* **14**, 1031-1054.
- Kopczynska, E. E., Weber, L. H. und El Sayed, S. Z. (1986). Phytoplankton species composition and abundance in the Indian sector of the Antarctic Ocean. *Polar Biology* **6**, 161-169.
- Krinsky, N. I. (1979). Carotenoids protection against oxidation. *Pure & Applied Chemistry* **51**, 649-660.
- Kristiansen, S., Farbro, T. und Wheeler, P. A. (1994). Nitrogen cycling in the Barents Sea - Seasonal dynamics of new and regenerated production in the marginal ice zone. *Limnology and Oceanography* **39**, 1630-1642.
- Lambers, J. W. J. und Terpstra, W. (1985). Inactivation of chlorophyllase by negatively charged plant membrane lipids. *Biochimica et Biophysica Acta* **831**, 225-235.
- Lampitt, R. S. (1985). Evidence for seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor and its subsequent resuspension. *Deep-Sea Research* **32**, 885-897.
- Lampitt, R. S. und Antia, A. N. (akzeptiert). Particle flux in deep sea: regional characteristics and temporal variability. *Deep-Sea Research*.
- Lampitt, R. S., Noji, T. und von Bodungen, B. (1990). What happens to zooplankton faecal pellets? Implications for material flux. *Marine Biology* **104**, 15-23.
- Landry, M. R. und Hassett, R. P. (1982). Estimating the grazing impact of marine micro-zooplankton. *Marine Biology* **67**, 283-288.
- Landry, M. R., Peterson, W. K. und Fagerness, V. L. (1994). Mesozooplankton grazing in the Southern California bight. I. Population abundances and gut pigment contents. *Marine Ecology Progress Series* **115**, 55-71.
- Lane, P. V. Z., Smith, S. L., Urban, J. L. und Biscaye, P. E. (1994). Carbon flux and recycling associated with zooplanktonic fecal pellets on the shelf of the Middle Atlantic Bight. *Deep-Sea Research II* **41**, 437-457.
- Latasa, M., Bidigare, R. R., Ondrusek, M. E. und Kennicutt II, M. C. (1996). HPLC analysis of algal pigments: a comparison exercise among laboratories and recommendations for improved analytical performance. *Marine Chemistry* **51**, 315-324.
- Laubscher, R. K., Perissinotto, R. und McQuaid, C. D. (1993). Phytoplankton production and biomass at frontal zones in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Polar Biology* **13**, 471-481.
- Laws, E. A., Karl, D. M., Redalje, D. G., Jurick, R. S. und Winn, C. D. (1983). Variability in ratios of phytoplankton carbon and RNA to ATP and chlorophyll *a* in batch and continuous cultures. *Journal of Phycology* **19**, 439-445.
- Leavitt, P. R. und Carpenter, S. R. (1990). Regulation of pigment sedimentation by photo-oxidation and herbivore grazing. *Canadian Journal of Fishery and Aquatic Science* **47**, 1166-1176.
- Lee, C., Hedges, J. I. und Wakeham, S. G. (1990). Technical problems with the use of sediment traps - preservation, swimmers and leaching. In *Sediment traps in marine ecological research and monitoring* (Hrsg. P. Wassmann, A.-S. Heiskanen und O. Lindahl), 36-48. Fiskebäckskil, Sweden, 21-25 November 1990, .
- Lee, C., Hedges, J. I., Wakeham, S. G. und Zhu, N. (1992). Effectiveness of various treatments in retarding microbial activity in sediment trap material and their effects on the collection of swimmers. *Limnology and Oceanography* **37**, 117-130.
- Lee, C., Wakeham, S. G. und Hedges, J. I. (1988). The measurement of oceanic particle flux - are "swimmers" a problem? *Oceanography* **1**, 34-36.
- Lehman, P. W. (1981). Comparison of chlorophyll *a* and carotenoid pigments as predictors of phytoplankton biomass. *Marine Biology* **65**, 237-244.
- Letelier, R. M., Bidigare, R. R., Hebel, D. V., Ondrusek, M., Winn, C. D. und Karl, D. M. (1993). Temporal variability of phytoplankton community structure based on pigment analysis. *Limnology and Oceanography* **38**, 1420-1437.

- Leventer, A. und Dunbar, R. B. (1987). Diatom flux in McMurdo Sound, Antarctica. *Marine Micropaleontology* **12**, 49-64.
- Leventer, A. und Dunbar, R. B. (1988). Recent diatom record of McMurdo Sound, Antarctica: Implication for the history of sea ice extent. *Paleoceanography* **3**, 259-274.
- Liaaen-Jensen, S. (1979). Carotenoids - a chemosystematic approach. *Pure & Applied Chemistry* **51**, 661-675.
- Libbert, E. (1993). Lehrbuch der Pflanzenphysiologie, 434 S. Jena, Gustav Fischer Verlag.
- Llewellyn, C. A. und Mantoura, R. F. C. (1996). Pigment biomarkers and particulate carbon in the upper water column compared to the ocean interior of the northeast Atlantic. *Deep-Sea Research* **43**, 1165-1184.
- Loeng, H. (1991). Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea. *Polar Research* **10**, 5-18.
- Longhurst, A. R. und Harrison, W. G. (1988). Vertical nitrogen flux from the oceanic photic zone by diel migrant zooplankton and nekton. *Deep-Sea Research* **35**, 881-889.
- Lopez, M. D. G., Huntley, M. E. und Sykes, P. F. (1988). Pigment destruction by *Calanus pacificus*: impact on the estimation of water column fluxes. *Journal of Plankton Research* **10**, 715-734.
- Louda, J. W. und Baker, E. W. (1986). The biochemistry of pigments. In *Organic marine geochemistry* (Hrsg. M. L. Sohn), 107-126. Washington, D. C., American Chemical Society.
- Lütjeharms, J. R. E., Walters, N. M. und Allanson, B. R. (1985). Oceanic frontal systems and biological enhancement. In *Antarctic Nutrient Cycles and Food Webs* (Hrsg. W. R. Siegfried, P. R. Condy und R. M. Laws), 11-29. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag.
- Maassen, J. (1994). Stoffflüsse organischer Markerverbindungen am westlichen Barents See Kontinentallhang: Korrelation mit Transportprozessen. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **45**, 1-129.
- Machado, E. (1993). Production, sedimentation and dissolution of biogenic silica in the northern North Atlantic. Dissertation, *Institut für Meereskunde*, 122 S. Kiel, Christian-Albrechts-Universität.
- Mackas, D. und Bohrer, R. (1976). Fluorescence analysis of zooplankton gut contents and an investigation of diel feeding patterns. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **25**, 77-85.
- Mackey, M. D., Mackey, D. J., Higgings, H. W. und Wright, S. W. (1996). 'CHEMTAX' - a program for estimating class abundances from chemical markers: application to HPLC measurements of phytoplankton. *Marine Ecology Progress Series* **144**, 265-283.
- Madin, L. P. und Cetta, C. M. (1984). The use of gut fluorescence to estimate grazing by oceanic salps. *Journal of Plankton Research* **6**, 475-492.
- Malone, T. C., Pike, S. E. und Conley, D. J. (1993). Transient variations in phytoplankton productivity at the JGOFS Bermuda time series station. *Deep-Sea Research* **40**, 903-924.
- Mantoura, R. F. und Barlow, R. (Vorabdruck). Photosynthetic pigments in strains of *Emiliania huxleyi*.
- Mantoura, R. F. C. und Llewellyn, C. A. (1983). The rapid determination of algal chlorophyll and carotenoid pigments and their breakdown products in natural waters by reverse-phase high-performance liquid chromatography. *Analytica Chimica Acta* **151**, 297-314.
- Mantoura, R. F. C., Repeta, D. J., Klein, B., Kraay, G. W., Meyerhöfer, M., Peeken, I. und Stühr, A. (1990). North Atlantic bloom experiment - Pigments. Kiel, Scientific Committee on Oceanic Research.
- Marchant, H. J., Buck, K. R., Garrison, D. L. und Thomsen, H. A. (1989). *Mantoniella* in Antarctic waters including the description of *M. antarctica* sp. nov. (Prasinophyceae). *Journal of Phycology* **25**, 167-174.
- Marchant, H. J., Davidson, A. T. und Wright, S. W. (1987). The distribution of chroococcoid cyanobacteria in the Southern Ocean. In *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Biology*, 1-9. Tokyo/National Institute of Polar Research.
- Mathot, S., Becquevort, S. und Lancelot, C. (1991). Microbial communities from the sea ice and adjacent water column at the time of ice melting in the northwestern part of Weddell Sea. *Polar Research* **10**, 267-275.
- Matile, P., Duggelin, T., Schellenberg, M., Rentsch, D., Bortlik, K., Peisker, C. und Thomas, H. (1989). How and why is chlorophyll broken down in senescent leaves. *Plant Physiol. Biochem.* **27**, 1-10.
- Matsuda, O., Ishikawa, S. und Kawaguchi, K. (1987). Seasonal variation of downward flux of particulate organic matter under the Antarctic fast ice. In *9. Symp. on Polar Biology*, Bd. 1, 23-34. Tokyo (Japan), 3 Dec 1986, .
- McConville, M. J. (1985). Chemical composition and biochemistry of sea ice microalgae. In *Sea ice biota* (Hrsg. R. A. Horner), 215. Boca Raton, Florida, CRC Press.
- McFadden, G. I., Moestrup, I. und Wetherbee, R. (1982). *Pyraminomonas gelidicola* sp. nov. (Prasinophyceae), a new species isolated from Antarctic sea ice. *Phycologia* **21**, 103-111.

- McLeroy-Etheridge, S. L. und McManus, G. B. (1997). Effect of copepod feeding on ingested phytoplankton pigments (Abstract). In *Aquatic Science Meeting*, 237. Santa Fe ASLO.
- McManus, G. B. (1995). Phytoplankton abundance and pigment changes during simulated *in situ* dilution experiments in estuarine waters: possible artifacts caused by algal light adaptation. *Journal of Plankton Research* **17**, 1705-1716.
- McManus, G. B. und Dawson, R. (1994). Phytoplankton pigments in the deep chlorophyll maximum of the Caribbean Sea and the western tropical Atlantic Ocean. *Marine Ecology Progress Series* **87**, 77-85.
- McManus, G. B. und Ederington-Cantrell, M. C. (1992). Phytoplankton pigments and growth rates, and microzooplankton grazing in a large temperate estuary. *Marine Ecology Progress Series* **87**, 77-85.
- McMinn, A. (1996). Preliminary investigation of the contribution of fast ice-algae to the phytoplankton bloom in Ellis Fjord, eastern Antarctica. *Polar Biology* **16**, 301-307.
- Meinke, J., Rudels, B., Friedrich, H. und Quadfasel, D. (1996). The hydrography of the Greenland Sea and its role in the Arctic Ocean-Nordic Seas thermohaline system. In *European Subpolar Ocean Programm (ESOP) Sea ice - ocean interaction*, Bd. Scientific Report (Hrsg. P. Wadhams, J. P. Wilkinson und S. C. S. Wells), 217-239. Cambridge, Sea ice group, Scott Polar Research Institute.
- Metz, C. (1996). Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer. *Berichte zur Polarforschung* **207**, 1-123.
- Meyer-Harms, B. (1996). Ernährungsstrategie calanoiden Copepoden in zwei unterschiedlich trophierten Seegebieten der Ostsee (Pommernbucht, Gotlandsee). *Meereswissenschaftliche Berichte des Instituts für Ostseeforschung Warnemünde* **13**, 1-137.
- Meyerhöfer, M. (1994). Plankton pigments and their derivatives as biomarkers for the description and assessment of phytoplankton succession and sedimentation in the North Atlantic. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde* **251**, 1-164.
- Michaels, A. F., Knap, A. H., Dow, R. L., Gundersen, K., Johnson, R. J., Sorensen, J., Close, A., Knauer, G. A., Lohrenz, S. E., Asper, V. A., Tuel, M. und Bidigare, R. R. (1994). Seasonal patterns of ocean biochemistry at U.S. JGOFS Bermuda Atlantic time-series study site. *Deep-Sea Research* **41**, 1013-1038.
- Michaels, A. F., Siver, M. W., Gowing, M. M. und Knauer, G. A. (1990). Cryptic zooplankton "swimmers" in upper ocean sediment traps. *Deep-Sea Research* **37**, 1285-1296.
- Michel, C., Legendre, L., Demers, S. und Theriault, J.-C. (1988). Photoadaptation of sea-ice microalgae in springtime: photosynthesis and carboxylating enzymes. *Marine Ecology Progress Series* **50**, 177-185.
- Michel, C., Legendre, L., Ingram, R. G., Gosselin, M. und Levasseur, M. (1996). Carbon budget of sea-ice algae in spring: Evidence of a significant transfer to zooplankton grazers. *Journal of Geophysical Research* **101**, 18345-18360.
- Millie, D. F. (1993). Microbial pigment assessments using high-performance liquid chromatography: A synopsis of organismal and ecological applications. *Canadian Journal of Fishery and Aquatic Science* **50**, 2513-2526.
- Mitchell, B. G., Brody, E. A., Yeh, E.-N., McClain, C., Comiso, J. und Maynard, N. G. (1991). Meridional zonation of the Barents Sea ecosystem inferred from satellite remote sensing and *in situ* bio-optical observations. *Polar Research* **10**, 147-162.
- Mitchell, B. G. und Holm-Hansen, O. (1991). Observations and modeling of the Antarctic phytoplankton crop in relation to mixing depth. *Deep-Sea Research* **38**, 981-1007.
- Morel, A. und Bricaud, A. (1981). Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep-Sea Research* **28A**, 1375-1393.
- Moreth, C. M. und Yentsch, C. M. (1970). The role of chlorophyllase and light in the decomposition of chlorophyll from marine phytoplankton. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **4**, 238-249.
- Moss, B. (1968). Studies on the degradation of chlorophyll *a* and carotenoids in freshwaters. *New Phytologist* **67**, 49-59.
- Mumm, N. (1993). Composition and distribution of mesozooplankton in the Nansen Basin, Arctic Ocean, during summer. *Polar Biology* **13**, 451-461.
- Murphy, L. S. und Haugen, E. M. (1985). The distribution and abundance of phototrophic ultraplankton in the North Atlantic. *Limnology and Oceanography* **130**, 47-58.
- Murray, A. P., Gibbs, C. F., Longmore, A. R. und Flett, D. J. (1986). Determination of chlorophyll in marine waters: Intercomparison of a rapid HPLC method with full HPLC, spectrophotometric and fluorometric methods. *Marine Chemistry* **19**, 211-227.
- Nelson, J. R. (1987). Phytoplankton carotenoids as organic tracers in marine particulate organic matter. Ph.D. Thesis, *Oceanography*, 327 S. San Diego (USA), University of California.

- Nelson, J. R. (1989). Phytoplankton pigments in macrozooplankton feces: Variability in carotenoid alterations. *Marine Ecology Progress Series* **52**, 129-144.
- Nelson, J. R. (1993). Rates and possible mechanism of light-dependent degradation of pigments in detritus derived from phytoplankton. *Journal of Marine Research* **51**, 155-179.
- Nelson, J. R. und Robertson, C. Y. (1993). Detrital spectral absorption: Laboratory studies of visible light effects on phytodetritus absorption, bacterial spectral signal, and comparison to field measurements. *Journal of Marine Research* **51**, 181-207.
- Neter, J., Wasserman, W. und Whitmore, G. A. (1988). Applied statistics, 1006 S. Boston, Allyn and Bacon, Inc.
- Neveux, J., Delmas, D., Romano, J. C., Algarra, P., Ignatiades, L., Herbland, A., Morand, P., Neori, A., Bonin, D., Barbe, J., Sukenik, A. und Berman, T. (1990). Comparison of chlorophyll and phaeopigment determination by spectrophotometric, fluorometric, spectrofluorometric and HPLC methods. *Marine Microbial Food Webs* **4**, 217-238.
- Noji, T. (1989). The influence of zooplankton on sedimentation in the Norwegian Sea. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **17**, 1-183.
- Noji, T. T., Estep, K. W., MacIntire, F. und Norrbin, F. (1991). Image analysis of faecal material grazed upon by three species of copepods: Evidence for coprophagy, coprophagy and coprochaly. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* **71**, 465-480.
- Noji, T. T., Rey, F., Miller, L., Børshheim, K. Y., Hirche, H.-J. und Urban-Rich, J. (1996). Plankton dynamics and sedimentation. In *European Subpolar Ocean Programm (ESOP) Sea ice - ocean interaction*, Bd. Scientific Report (Hrsg. P. Wadhams, J. P. Wilkinson und S. C. S. Wells), 540-554. Cambridge, Sea ice group, Scott Polar Research Institute.
- Olaizola, M. und Yamamoto, H. Y. (1994). Short-term response of the diadinoxanthin cycle and fluorescence yield to high irradiance in *Chaetoceros muelleri* (Bacillariophyceae). *Journal of Phycology* **30**, 606-612.
- Ondrusek, M. E., Bidigare, R. R., Sweet, S. T., Defreitas, D. A. und Brooks, J. M. (1991). Distribution of phytoplankton pigments in the North Pacific Ocean in relation to physical and optical variability. *Deep-Sea Research* **38**, 243-266.
- Orsi, A. H., Whitworth, T., III und Nowlin Jr., W. D. (1995). On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research* **42**, 641-673.
- Owens, T. G. und Falkowski, P. G. (1982). Enzymatic degradation of chlorophyll *a* by marine phytoplankton *in vitro*. *Phytochemistry* **21**, 979-984.
- Owens, T. G., Falkowski, P. G. und Whitley, T. E. (1980). Diel periodicity in cellular chlorophyll content in marine diatoms. *Marine Biology* **59**, 71-77.
- Paasche, E. (1960). Phytoplankton distribution in the Norwegian Sea in June, 1954, related to hydrography and compared with primary production data. *Reports on Norwegian Fishery- and Marine Investigations* **12**, 1-77.
- Palmisano, A. C. und Garrison, D. L. (1993). Microorganisms in antarctic sea ice. In *Antarctic Microbiology*, 167-218, Wiley-Liss.
- Palmisano, A. C., SooHoo, J. B., SooHoo, S. L., Kottmeier, S. T., Craft, L. L. und Sullivan, C. W. (1986). Photoadaptation in *Phaeocystis pouchetii* advected beneath annual sea ice in McMurdo Sound, Antarctica. *Journal of Plankton Research* **8**, 891-906.
- Paquette, R. G., Bourke, R. H., Newton, J. L. und Ferdue, W. (1985). The East Greenland polar front in autumn. *Journal of Geophysical Research* **90**, 4866-4882.
- Partali, V., Tangen, K. und Liaen-Jensen, S. (1989). Carotenoids in food chain studies. - III. Resorption and metabolic transformation of carotenoids in *Mytilus edulis* (edible mussel). *Compendium Biochemistry Physiology* **92B**, 239-246.
- Pasternak, A. F. und Drits, A. V. (1988). Possible degradation of chlorophyll-derived pigments during gut passage of herbivorous copepods. *Marine Ecology Progress Series* **49**, 187-190.
- Peeken, I. (1997). Photosynthetic pigment fingerprints as indicators of phytoplankton biomass and development in different water masses of the Southern Ocean during austral spring. *Deep-Sea Research II* **44**, 261-282.
- Peeken, I., Lochte, K. und Crawford, R. (1994). Effect of diminishing light on natural populations of algae and bacteria. *Berichte zur Polarforschung* **135**, 92.
- Peinert, R., Bathmann, U., von Bodungen, B. und Noji, T. T. (1987). The impact of grazing on spring phytoplankton growth and sedimentation in the Norwegian Current. In *Particle Flux in the ocean* (Hrsg. E. T. Degens, E. I. Izdar und S. Honjo), 149-164. Chichester, John Wiley & Sons.
- Peinert, R., von Bodungen, B. und Smetacek, V. (1989). Food web structure and loss rate. In *Productivity of the Ocean: Present and Past* (Hrsg. W. H. Berger, V. Smetacek und G. Wefer), 35-48. Chichester, John Wiley & Sons Limited.
- Pennington, F. C., Strain, H. H., Svec, W. A. und Katz, J. J. (1964). Preparation and properties of pyrochlorophyll *a*, methyl pyrochlorophyllide *a*, pyropheophytin *a*, and methyl pyropheophorbide

- a* derived from chlorophyll by decarbomethoxylation. *Journal of the American Chemical Society* **86**, 1418-1426.
- Penry, D. L. und Frost, B. W. (1991). Chlorophyll *a* degradation by *Calanus pacificus*: Dependence on ingestion rate and digestive acclimation to food resources. *Limnology and Oceanography* **36**, 147-159.
- Percy, J. A. (1993). Energy consumption and metabolism during starvation in the Arctic hyperiid amphipod *Themisto libellula* Mandt. *Polar Biology* **13**, 549-555.
- Peterson, M. L., Hernes, P. J., Thoreson, D. S., Hedges, J. I., Lee, C. und Wakeham, S. G. (1993). Field evaluation of a valved sediment trap. *Limnology and Oceanography* **38**, 1741-1761.
- Peterson, R. G. und Stramma, L. (1991). Upper-level circulation in the South-Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* **26**, 1-73.
- Peterson, W. und Dam, H. G. (1990). The influence of copepod "swimmers" on pigment fluxes in brine-filled vs. ambient seawater-filled sediment traps. *Limnology and Oceanography* **35**, 448-455.
- Peterson, W., Painting, S. und Barlow, R. (1990). Feeding rates of *Calanoides carinatus*: A comparison of five methods including evaluation of the gut fluorescence method. *Marine Ecology Progress Series* **63**, 85-92.
- Pfirman, S. L., Bauch, D. und Gammelsrød, T. (1994). The northern Barents Sea: Water mass distribution and modification. In *The polar oceans and their role in shaping the global environment* (Hrsg. O. M. Johannessen, R. D. Muench und J. E. Overland), 77-94. Washington, DC, American Geophysical Union.
- Piechura, J. und Walczowski, W. (1996). Interannual variability in the hydrophysical fields of the Norwegian-Barents Seas confluence zone. *Oceanologica* **38**, 81-98.
- Pollehne, F., Klein, B. und Zeitzschel, B. (1993). Low light adaptation and export production in the deep chlorophyll maximum layer in the northern Indian Ocean. *Deep-Sea Research* **40**, 737-752.
- Poulain, P. M., Warnvarnas, A. und Niiler, P. P. (1996). Near-surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters. *Journal of Geophysical Research* **101**, 18237-18258.
- Preston, N. P., Burford, M. A., Coman, F. E. und Rothlisberg, P. C. (1992). Natural diet of larval *Penaeus merguensis* (Decapoda: Penaeidae) and its effect on survival. *Marine Biology* **113**, 181-191.
- Prezelin, B. B. und Boczar, B. A. (1986). Molecular bases of cell absorption and fluorescence in phytoplankton: potential applications to studies in optical oceanography. In *Progress in Phycological Research*, Bd. 4 (Hrsg. F. E. Round und D. J. Chapman), 349-464, Biopress Ltd.
- Prezelin, B. B., Boucher, N. P., Moline, M., Stephens, E., Seydel, K. und Scheppe, K. (1992a). Palmer LTER: Spatial variability in phytoplankton distribution and surface photosynthetic potential within the peninsula grid, November 1991. *Antarctic Journal of the United States* **27**, 242-244.
- Prezelin, B. B., Moline, M., Seydel, K. und Scheppe, K. (1992b). Palmer LTER: Temporal variability in HPLC pigmentation and inorganic nutrient distribution in surface waters adjacent to Palmer Station, December 1991-February 1992. *Antarctic Journal of the United States* **27**, 245-248.
- Quadfasel, D. und Meincke, J. (1987). Note on the thermal structure of the Greenland Sea gyres. *Deep-Sea Research* **34**, 1883-1888.
- Quadfasel, D., Rudels, B. und Kurz, K. (1988). Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait. *Deep-Sea Research* **35**, 1143-1150.
- Quéguiner, B., Treguér, P., Peeken, I. und Scharek, R. (1997). Biochemical dynamics and silicon cycle in the Atlantic Sector of the Southern Ocean during austral spring 1992. *Deep-Sea Research II* **44**, 69-90.
- Quetin, L. B. und Ross, R. M. (1985). Feeding by Antarctic krill, *Euphausia superba*: Does size matter? In *Antarctic Nutrient Cycles and Food Webs* (Hrsg. W. R. Siegfried, P. R. Condy und R. M. Laws), 372-377. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag.
- Ramseier, R. O., Bauerfeind, E., Garrity, C. und Walsh, I. D. (1997). Seasonal variability of sediment trap collections in the Northeast Water polynya. Part I: Sea-ice parameters and particle flux. *Journal of Marine Systems* **10**, 359-370.
- Ramsfjell, E. (1960). Phytoplankton distribution in the Norwegian Sea in June, 1952 and 1953. *Reports on Norwegian Fishery- and Marine Investigations* **12**, 1-112.
- Read, J. F., Pollard, R. T., Morrison, A. I. und Symon, C. (1995). On the southerly extent of the Antarctic Circumpolar current in the southeast Pacific. *Deep-Sea Research II* **42**, 933-954.
- Reitmeier, S. (1994). Untersuchungen zur Verbreitung, Biomasse und zum Grazing des Mikrozooplanktons in polaren Gewässern. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313* **48**, 1-114.
- Repeta, D. J. (1989). Carotenoid diagenesis in recent marine sediments: II. Degradation of fucoxanthin to loliolide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 699-707.
- Repeta, D. J. (1991). Analysis of carotenoids and chlorophylls in suspended particulate matter, sediment trap samples, and surface sediment. In *Marine particles: Analysis and Characterisation* (Hrsg. D. C. Hurd und D. W. Spencer), 125-128. Washington, DC, American Geophysical Union.

- Repeta, D. J. und Gagosian, R. B. (1983). Carotenoid transformation products in the upwelling waters off the peruvian coast: suspended particulate matter, sediment trap material, and zooplankton faecal pellet analysis. In *Advances in Organic Geochemistry* (Hrsg. Björøy), 380-388. London, John Wiley & Sons.
- Repeta, D. J. und Gagosian, R. B. (1984). Transformation reactions and recycling of carotenoids and chlorins in the Peru upwelling region. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 1265-1277.
- Repeta, D. J. und Gagosian, R. B. (1987). Carotenoid diagenesis in recent marine sediments - I. The Peru continental shelf (15°S, 75°W). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 1001-1009.
- Repeta, D. J. und Simpson, D. J. (1991). The distribution and recycling of chlorophyll, bacteriochlorophyll and carotenoids in the Black Sea. *Deep-Sea Research* **38**, S969-S984.
- Rey, F. und Loeng, H. (1985). The influence of ice and hydrographic conditions on the development of the phytoplankton in the Barents Sea. In *Marine Biology of polar regions and effects of stress on marine organisms*. (Hrsg. J. S. Gray und M. E. Christiansen), 49-63. New York, John Wiley.
- Rey, F. und Skjoldal, (1987). Consumption of silicic acid below the euphotic zone by sedimenting diatom blooms in the Barents Sea. *Marine Ecology Progress Series* **36**, 307-312.
- Richards, F. A. und Thompson, T. G. (1952). The estimation and characterization of plankton populations by pigment analyses. II. A spectrophotometric method for estimation of plankton pigments. *Journal of Marine Research* **11**, 156-171.
- Richter, C. (1994). Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea. *Berichte zur Polarforschung* **154**, 1-87.
- Ridout, P. S. und Morris, R. J. (1985). Short-term variations in the pigment composition of a spring phytoplankton bloom from an enclosed experimental ecosystem. *Marine Biology* **87**, 7-11.
- Riebesell, U., Schiel, S. und Schloss, I. (1989). Grazing rates in relation to food supply. *Berichte zur Polarforschung* **65**, 160-164.
- Riebesell, U., Schloss, I. und Smetacek, V. (1991). Aggregation of algae released from melting sea ice: implications for seeding and sedimentation. *Polar Biology*, 475-1-10.
- Riemann, B., Simonsen, P. und Stensgaard, L. (1989). The carbon and chlorophyll content of phytoplankton from various nutrient regimes. *Journal of Plankton Research* **11**, 1037-1045.
- Robinson, D. H. und Arrigo, K. R. (1995). Microalgal light-harvesting in extreme low-light environments in McMurdo Sound, Antarctica. *Journal of Phycology* **31**, 508-520.
- Rowan, K. S. (1989). Photosynthetic pigments of algae. In *Algae*, Bd. 2, 315 S. New York, Cambridge University Press.
- Roy, S. (1989). HPLC-measured chlorophyll-type pigments during a phytoplankton spring bloom in Bedford Basin (Canada). *Marine Ecology Progress Series* **55**, 279-290.
- Roy, S., Chanut, J.-P., Gosselin, M. und Sime-Ngando, T. (1996). Characterization of phytoplankton communities in the lower St. Lawrence Estuary using HPLC-detected pigments and cell microscopy. *Marine Ecology Progress Series* **142**, 55-73.
- Roy, S. und Poulet, S. A. (1990). Laboratory study of the chemical composition of aging copepod fecal material. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **135**, 3-18.
- Rüdiger, W. und Schoch, S. (1989). Abbau von Chlorophyll. *Naturwissenschaften* **76**, 453-457.
- Sakshaug, E. und Holm-Hansen, O. (1984). Factors governing pelagic production in polar oceans. In *Marine phytoplankton and productivity*, Bd. 8 (Hrsg. O. Holm-Hansen, L. Bolis und R. Gilles), 1-18. Berlin, Springer-Verlag.
- Sakshaug, E., Johnsen, G., Andresen, K. und Vernet, M. (1991a). Modeling of light-dependent algal photosynthesis and growth: Experiments with the Barents Sea diatoms *Thalassiosira nordenskiöldii* and *Chaetoceros furcellatus*. *Deep-Sea Research* **38**, 415-430.
- Sakshaug, E. und Slagstad, D. (1991). Light and productivity of phytoplankton in polar marine ecosystems: A physiological view. *Polar Research* **10**, 69-85.
- Sakshaug, E., Slagstad, D. und Holm Hansen, O. (1991b). Factors controlling the development of phytoplankton blooms in the Antarctic Ocean - a mathematical model. *Marine Chemistry* **35**, 259-271.
- Samtleben, C., Baumann, K.-H. und Ritzrau-Schröder, A. (1995a). Distribution, composition, and seasonal variations of coccolithophore communities in the northern North Atlantic. In *5th INA conference in Salamanca Proceedings* (Hrsg. J. A. Flores und F. J. Sierro), 219-235.
- Samtleben, C. und Bickert, T. (1989). Coccolithophorids in sediment traps from the Norwegian Sea. *Marine Micropaleontology* **16**, 39-64.
- Samtleben, C., Schäfer, P., Andruleit, H., Baumann, A., Baumann, K.-H., Kohly, A., Mathiessen, J. und Schröder-Ritzrau, A. (1995b). Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages - an actualistic approach. *Geologische Rundschau* **84**, 108-136.
- Samtleben, C. und Schröder, A. (1990). Coccolithophoriden Gemeinschaften und Coccolithen-Sedimentation im Europäischen Nordmeer. Zur Abbildung von Planktonzönosen im Sediment. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **25**, 1-52.

- Samtleben, C. und Schröder, A. (1992). Living coccolithophore communities in the Norwegian-Greenland Sea and their record in sediments. *Marine Micropaleontology* **19**, 333-354.
- Savidge, G., Harbour, D., Gilpin, L. C. und Boyd, P. W. (1995). Phytoplankton distributions and production in the Bellingshausen Sea, Austral spring 1992. *Deep-Sea Research II* **42**, 1201-1224.
- Schauer, U. (1995). The release of brine-enriched shelf water from the Storfjord into the Norwegian Sea. *Journal of Geophysical Research* **100**, 16015-16028.
- Schnack, S. B., Smetacek, V., von Bodungen, B. und Stegmann, P. (1985). Utilization of phytoplankton by copepods in Antarctic waters during spring. In *Marine Biology of polar regions and effects of stress on marine organisms*. (Hrsg. J. S. Gray und M. E. Christiansen), 65-81. New York, John Wiley.
- Schoch, S., Scheer, H., Schiff, J. A., Rüdiger, W. und Siegelman, H. W. (1981). Phytophaeophytin a accompanies phaeophytin a in darkened light grown cells of *Euglena*. *Z. Naturforsch.* **36**, 827-833.
- Seiler, D. (1996). Jahreszeitliches Vorkommen von Crustacea aus Sinkstoffallenproben in drei Tiefenhorizonten der Grönlandsee. *Edition Wissenschaft, Reihe Biologie* **34**, 1-61.
- Shuman, F. R. und Lorenzen, C. J. (1975). Quantitative degradation of chlorophyll by a marine herbivore. *Limnology and Oceanography* **20**, 580-586.
- Silver, M. W., Pilskaln, C. H. und Steinberg, D. (1990). The biologist's view of sediment trap collections: problems of marine snow and living organisms. In *Sediment traps in marine ecological research and monitoring* (Hrsg. P. Wassmann, A.-S. Heiskanen und O. Lindahl), 76-93. Fiskebäckskil, Sweden, 21-25 November 1990, .
- Simon, N., Barlow, R. G., Marie, D., Partensky, F. und Vaulot, D. (1994). Characterization of oceanic photosynthetic picoeukaryotes by flow cytometry. *Journal of Phycology* **30**, 922-935.
- Simpson, K. L., Lee, T.-C., Rodriguez, D. B. und Chichester, C. O. (1976). Metabolism in senescent and stored tissues. In *Chemistry and Biochemistry of Plant Pigments*, Bd. 1 (Hrsg. T. W. Goodwin), 780-842. London, Academic Press.
- Slagstad, D. (1985). A model of phytoplankton in the marginal sea-ice zone of the Barents Sea. In *Marine Biology of polar regions and effects of stress on marine organisms*. (Hrsg. J. S. Gray und M. E. Christiansen), 35-48. New York, John Wiley.
- Smayda, T. J. (1958). Phytoplankton studies around Jan Mayen Island March-April, 1955. *Nytt. Mag. Bot.* **6**, 75-96.
- Smetacek, V. (1980). Zooplankton standing stock, copepod faecal pellets and particulate detritus in Kiel Bight. *Estuarine and Coastal Marine Science* **11**, 477-490.
- Smetacek, V., de Baar, H. J. W., Bathmann, U. V., Lochte, K. und Rutgers van der Loeff, M. M. (1997). Ecology and biochemistry of the Antarctic Circumpolar Current during austral spring: A summary of the Southern Ocean JGOFS cruise ANT X/6 of RV "Polarstern". *Deep-Sea Research Part II* **44**, 1-22.
- Smetacek, V., Scharek, R. und E.-M., N. (1990). Seasonal and regional variations in the pelagial and its relationship to the life history cycle of krill. In *Antarctic Ecosystems: Ecological Change and Conservation* (Hrsg. K. R. Kerry und G. Hempel), 103-114. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag.
- Smith, W. O., Jr. (1993). Nitrogen uptake and new production in the Greenland Sea: The spring *Phaeocystis* bloom. *Journal of Geophysical Research* **98**, 4681-4688.
- Smith, W. O., Jr., Codispoti, L. A., Nelson, D. M., Manley, T., Buskey, E. J., Niebauer, H. J. und Cota, G. F. (1991). Importance of *Phaeocystis* blooms in high-latitude ocean carbon cycle. *Nature* **352**, 514-516.
- Smith, W. O., Jr., Nelson, D. M., DiTullio, G. R. und Leventer, A. R. (1996). Spatial patterns of phytoplankton biomass and pigment distributions in the Ross Sea. *Journal of Geophysical Research* **101**, 18455-18465.
- Smith, W. O. und Sakshaug, E. (1990). Polar Phytoplankton. In *Polar Oceanography Part B -Chemistry, Biology and Geology-* (Hrsg. W. O. Smith), 477-525. Academic Press.
- Soma, Y., Tanaka, A., Soma, M. und Kawai, T. (1996). Photosynthetic pigments in sediments of southern basins of Lake Baikal. *Organic Geochemistry* **24**, 553-561.
- SooHoo, J. B. und Kiefer, D. A. (1982a). Vertical distribution of phaeopigments - I. A simple grazing and photooxidative scheme for small particles. *Deep-Sea Research* **29**, 1539-1551.
- SooHoo, J. B. und Kiefer, D. A. (1982b). Vertical distribution of phaeopigments - II. Rates of production and kinetics of photooxidation. *Deep-Sea Research* **29**, 1553-1563.
- Spindler, M. (1990). A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effect of different properties on sea ice biota. In *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic* (Hrsg. U. Bleil und J. Thiede), 173-186. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- Spindler, M. (1994). Notes on the biology of sea ice in the Arctic and Antarctic. *Polar Biology* **14**, 319-324.

- Spindler, M., Dieckmann, G. S. und Lange, M. A. (1990). Seasonal and geographic variations in sea ice community of the Weddell Sea, Antarctica. In *Antarctic Ecosystems: Ecological Change and Conservation* (Hrsg. K. R. Kerry und G. Hempel), 129-135. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag.
- Spindler, M., Dieckmann, G. S., Lange, M. A., Ackley, S. F. und Eicken, H. (1991). Antarctic sea ice: A habitat for the foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. *Journal of Foraminiferal Research* **21**, 182-189.
- Spooner, N., Keely, B. J. und Maxwell, J. R. (1994). Biologically mediated defunctionalization of chlorophyll in the aquatic environment - I. Senescence/decay of the diatom *Phaedactylum tricornutum*. *Organic Geochemistry* **21**, 509-516.
- Stauber, J. L. und Jeffrey, S. W. (1988). Photosynthetic pigments in fifty-one species of marine diatoms. *Journal of Phycology* **24**, 158-172.
- Stoecker, D. K., Putt, M. und Moisan, T. (1995). Nano- and mikrop plankton dynamics during the spring *Phaeocystis* sp. bloom in McMurdo Sound, Antarctica. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* **75**, 815-832.
- Strass, V. H. (1992). Chlorophyll patchiness caused by mesoscale upwelling at fronts. *Deep-Sea Research* **39**, 75-96.
- Strass, V. H. und Nöthig, E.-M. (1996). Seasonal shifts in the ice edge phytoplankton blooms in the Barents Sea related to the water column stability. *Polar Biology* **16**, 409-422.
- Strom, S. L. (1993). Production of phaeopigments by marine protozoa: Results of laboratory experiments analysed by HPLC. *Deep-Sea Research* **40**, 57-80.
- Strom, S. L. und Welschmeyer, N. A. (1991). Pigment-specific rates of phytoplankton growth and microzooplankton grazing in the open subarctic Pacific Ocean. *Limnology and Oceanography* **36**, 50-63.
- Suess, E. und Altenbach, A. V., (eds.). (1992). Europäisches Nordmeer, Reise Nr.17, 15. Juli - 29. August. *Meteor-Berichte, Universität Hamburg* **92**, 1-164.
- Sullivan, C. W., Arrigo, K. R., McClain, C. R., Comiso, J. C. und Firestone, J. (1993). Distributions of phytoplankton blooms in the Southern Ocean. *Science* **262**, 1832-1837.
- Sullivan, C. W., McClain, C. R., Comiso, J. C. und Smith, W. O., Jr. (1988). Phytoplankton standing crops within an Antarctic ice edge assessed by satellite remote sensing. *Journal of Geophysical Research* **93**, 12487-2498.
- Swadling, K. M. und Marcus, N. H. (1994). Selectivity in the natural diet of *Acartia tonsa* Dana (Copepoda: Calanoida): Comparison of juveniles and adults. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **181**, 91-103.
- Swift, J. H. (1986). The Arctic waters. In *The Nordic Seas* (Hrsg. B. G. Hurdle), 129-154. New York, Springer Verlag.
- Takamura, N., Li, J.-L., Yang, H.-Q., Zhu, X.-B. und Miura, T. (1993). A novel approach to evaluate feeding by mixed Cyprinid species in a chinese integrated fish culture pond using measurements of chlorophyll derivatives and photosynthesis in gut contents. *Canadian Journal of Fishery and Aquatic Science* **50**, 946-952.
- Tangen, K. und Bjørnland, T. (1981). Observations on pigments and morphology of *Gyrodinium aureolum* Hulburt, a marine dinoflagellate containing 19'-hexanoyloxyfucoxanthin as the main carotenoid. *Journal of Plankton Research* **3**.
- Thiel, H., Pfannkuche, O., Schriever, G., Lochte, K., Gooday, A. J., Hemleben, C., Mantoura, R. F. G., Turley, C. M., Patching, J. W. und Riemann, F. (1988/1989). Phytodetritus on the deep-sea floor in a central oceanic region of the northeast Atlantic. *Biological Oceanography* **6**, 203-239.
- Thompson, P. A., Guo, M.-x. und Harrison, P. J. (1992). Effects of variation in temperature. I. On the biochemical composition of eight species of marine phytoplankton. *Journal of Phycology* **28**, 481-488.
- Thomsen, C. (1993). Verfolgung pelagischer Prozesse mit Hilfe von biochemischen Komponenten am Beispiel der Alkenone ($C_{37:2}$, $C_{37:3}$). *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **43**, 1-94.
- Throndsen, J. (1993). The Planktonic Marine Flagellates. In *Marine Phytoplankton: A guide to Naked Flagellates and Coccolithophorids* (Hrsg. C. R. Tomas), 1-160, San Diego, California, Academic Press, Inc.
- Throndsen, J. und Kristiansen, S. (1991). *Micromonas pusilla* (Prasinophyceae) as part of pico- and nanoplankton communities of the Barents Sea. *Polar Research* **10**, 201-207.
- Trees, C. C., Aiken, J., Hirche, H.-J. und Groom, S. B. (1992). Bio-optical variability across the Arctic Front. *Polar Biology* **12**, 455-461.
- Trees, C. C., Bidigare, R. R. und Brooks, J. M. (1986). Distribution of chlorophylls and phaeopigments in the northwestern Atlantic Ocean. *Journal of Plankton Research* **8**, 447-458.
- Trees, C. C., Kennicutt, M. C., II und Brooks, J. M. (1985). Errors associated with the standard fluorometric determination of chlorophylls and phaeopigments. *Marine Chemistry* **17**, 1-12.

- Treguér, P. und Jacques, G. (1992). Dynamics of nutrients and phytoplankton, and fluxes of carbon, nitrogen and silicon in the Antarctic Ocean. *Polar Biology* **12**, 149-162.
- Turner, D. R. und Owens, N. J. P. (1995). A biogeochemical study in the Bellinghausen Sea: Overview of the STERNA 1992 expedition. *Deep-Sea Research II* **42**, 907-932.
- Urban, J. L., McKenzie, C. H. und Deibel, D. (1992). Seasonal differences in the content of *Oikopleura vanhoeffeni* and *Calanus finmarchicus* faecal pellets: illustrations of zooplankton food web shifts in coastal Newfoundland waters. *Marine Ecology Progress Series* **84**, 255-264.
- van Aken, H. M., Budéus, G. und Hähnel, M. (1995). The anatomy of the Arctic frontal zone in the Greenland Sea. *Journal of Geophysical Research* **100**, 15999-16014.
- van den Hoek, C., Jahns, H. M. und Mann, D. G. (1993). Algen, 411 S. Stuttgart, New York, Georg Thieme Verlag.
- van Franeker, J. A. (1994). Sea-ice cover and icebergs. *Berichte zur Polarforschung* **135**, 17-22.
- van Heukelem, L., Lewitus, A. J., Kana, T. M. und Craft, N. E. (1992). High-performance liquid chromatography phytoplankton pigments using a polymeric reversed-phase C₁₈ column. *Journal of Phycology* **28**, 867-872.
- Veldhuis, M. J. W. und Kraay, G. W. (1990). Vertical distribution and pigment composition of a picoplanktonic prochlorophyte in the subtropical North Atlantic: combined study of HPLC-analysis of pigments and flow cytometry. *Marine Ecology Progress Series* **68**, 121-127.
- Verity, P. G., Paffenhöfer, G.-A., Wallace, D., Sherr, E. und Sherr, B. (1996). Composition and biomass of plankton in spring on the Cape Hatteras shelf, with implications for carbon flux. *Continental Shelf Research* **16**, 1087-1116.
- Vernet, M. (1991). Phytoplankton dynamics in the Barents Sea estimated from chlorophyll budget models. *Polar Research* **10**, 129-145.
- Vernet, M. (1992). RACER: Predominance of cryptomonads and diatoms in the Gerlache Strait. *Antarctic Journal of the United States* **27**, 157-158.
- Vernet, M. und Lorenzen, C. J. (1987a). The presence of chlorophyll *b* and the estimation of phaeopigments in marine phytoplankton. *Journal of Plankton Research* **9**, 255-265.
- Vernet, M. und Lorenzen, C. J. (1987b). The relative abundance of phaeophorbide *a* and phaeophytin *a* in temperate marine waters. *Limnology and Oceanography* **32**, 352-358.
- Vernet, M., Mitchell, B. G., Sakshaug, E., Johnsen, G., Iturriga, R. und Wassmann, P. (1996). Evidence for a novel pigment with in vivo absorption maximum at 708 nm associated with *Phaeocystis* cf. *pouchetii* blooms. *Marine Ecology Progress Series* **133**, 253-262.
- Vesk, M. und Jeffrey, S. W. (1977). Effect of blue-green light on photosynthetic pigments and chloroplast structure in unicellular marine algae from six classes. *Journal of Phycology* **13**, 280-288.
- Vesk, M. und Jeffrey, S. W. (1987). Ultrastructure and pigments of two strains of the picoplanktonic alga *Pelagococcus subviridis* (Chrysophyceae). *Journal of Phycology* **23**, 322-336.
- Veth, K., Peeken, I. und Scharek, R. (1997). Physical anatomy of fronts and surface waters in the ACC near the 6°W meridian during austral spring 1992. *Deep-Sea Research Part II* **44**, 23-50.
- Vicentini, F., Hörtensteiner, S., Schellenberg, M., Thomas, H. und Matile, P. (1995). Chlorophyll breakdown in senescent leaves: identification of the biochemical lesion in a stay-green genotype of *Festuca pratensis* Huds. *New Phytologist* **129**, 247-252.
- Vincent, W. F. (1988). Sea-ice ecosystems. In *Microbial ecosystem of Antarctica*, 26-52 S. Cambridge, Cambridge University press.
- von Bodungen, B. (1987). Sedimentation of krill faeces during spring development of phytoplankton in Bransfield Strait, Antarctica. *Mitteilungen Geologisch-Paläontologisches Institut Universität Hamburg* **62**, 243-257.
- von Bodungen, B., Antia, A., Bauernfeind, E., Haupt, O., Koeve, W., Machado, E., Peeken, I., Peinert, R., Reitmeyer, S., Thomsen, C., Voss, M., Wunsch, M., Zeller, U. und Zeitschel, B. (1995). Pelagic processes and vertical flux of particles: an overview of a long-term comparative study in the Norwegian Sea and Greenland Sea. *Geologische Rundschau* **84**, 11-27.
- von Bodungen, B., Noethig, E. M. und Sui, Q. (1988). New production of phytoplankton and sedimentation during summer 1985 in the southeastern Weddell Sea. In *International Conference on the Marine Biology of Antarctica*, Bd. 90B, no. 3, 475-487. Ravello (Italy), 6-8 Oct 1986, .
- von Bodungen, B., Wunsch, M. und Fürderer, H. (1991). Sampling and analysis of suspended and sinking particles in the northern North Atlantic. In *Marine particles : analysis and characterization*, Bd. 63 (Hrsg. D. C. Hurd und D. W. Spencer), 47-56. Washington, DC, American Geophysical Union.
- Wadhams, P. (1986). The ice cover. In *The Nordic Seas* (Hrsg. B. G. Hurdle), 21-87. New York, Springer Verlag.
- Wadhams, P., Comiso, J. C., Prussen, E., Wells, S., Brandon, M., Aldworth, E., Viehoff, T., Allegrino, R. und Crane, D. R. (1996). The development of the Odden ice tongue in the Greenland Sea during winter 1993 from remote sensing and field observations. *Journal of Geophysical Research* **101**, 18213-18235.

- Wakeham, S. G., Hedges, J. I., Lee, C. und Pease, T. K. (1993). Effects of poisons and preservatives on the fluxes and elemental compositions of sediment trap material. *Journal of Marine Research* **51**, 669-696.
- Walsh, J. J., Rowe, G. T., Iverson, R. L. und McRoy, C. P. (1981). Biological export of shelf carbon: a neglected sink of the global CO cycle. *Nature* **291**, 196-201.
- Wassmann, P. (1989). Sedimentation of organic matter and silicate from the euphotic zone of the Barents Sea. *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer.* **188**, 108-114.
- Wassmann, P., Peinert, R. und Smetacek, V. (1991). Patterns of production and sedimentation in the boreal and polar Northeast Atlantic. *Polar Research* **10**, 209-228.
- Wassmann, P. und Slagstad, D. (1990). Mathematical modelling, an important tool to explore the dynamics of vertical flux of organic matter. In *Sediment traps in marine ecological research and monitoring* (Hrsg. P. Wassmann, A.-S. Heiskanen und O. Lindahl), 255-279. Fiskebäckskil, Sweden, 21-25 November 1990, .
- Wassmann, P., Vernet, M., Mitchell, B. G. und Rey, F. (1990). Mass sedimentation of *Phaeocystis pouchetii* in the Barents Sea. *Marine Ecology Progress Series* **66**, 183-195.
- Waterbury, J. W., Watson, S. W., Valois, F. W. und Franks, D. G. (1986). Biological and Ecological Characterization of the marine unicellular Cyanobacterium *Synechococcus*. *Canadian Bulletin of Fishery and Aquatic Science* **214**, 71-120.
- Wefer, G., Fischer, G., Fütterer, D. K., Gersonde, R., Honjo, S. und Ostermann, D. (1990). Particle Sedimentation and productivity in Antarctic waters of the Atlantic sector. In *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic* (Hrsg. U. Bleil und J. Thiede), 173-186. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- Welschmeyer, N., Goericke, R., Strom, S. und Peterson, W. (1991). Phytoplankton growth and herbivory in the subarctic Pacific: A chemotaxonomic analysis. *Limnology and Oceanography* **36**, 1631-1649.
- Welschmeyer, N. A. und Lorenzen, C. J. (1985). Chlorophyll budgets: Zooplankton grazing and phytoplankton growth in a temperate fjord and the Central Pacific Gyres. *Limnology and Oceanography* **30**, 1-21.
- Whitworth, T., III. (1988). The Antarctic Circumpolar Current. *Oceanus* **31**, 53-58.
- Wilhelm, C. und Manns, L. (1991). Changes in pigmentation of phytoplankton species during growth and stationary phase - consequences for reliability of pigment-based methods of biomass determination. *Journal of Applied Phycology* **3**, 305-310.
- Wilkinson, F. (1980). Chemical kinetics and reaction mechanisms, 334 S. New York, Van Nostrand Reinhold Company.
- Williams, R. und Claustre, H. (1991). Photosynthetic pigments as biomarkers of phytoplankton populations and processes involved in the transformation of particulate organic matter at the Biotrans site (47°N, 20°W). *Deep-Sea Research* **38**, 347-355.
- Wood, A. M., Sherry, N. D. und Huyer, A. (1996). Mixing of chlorophyll from the middle Atlantic Bight cold pool into the Gulf Stream at Cape Hatteras in July 1993. *Journal of Geophysical Research* **101**, 20579-20593.
- Wright, S. W. und Jeffrey, S. W. (1987). Fucoxanthin pigment markers of marine phytoplankton analysed by HPLC and HPTLC. *Marine Ecology Progress Series* **38**, 259-266.
- Wright, S. W., Jeffrey, S. W., Mantoura, R. F. C., Llewellyn, C. A., Bjørnland, T., Repeta, D. und Welschmeyer, N. (1991). Improved HPLC method for the analysis of chlorophylls and carotenoids from marine phytoplankton. *Marine Ecology Progress Series* **77**, 183-196.
- Wright, S. W., Thomas, D. P., Marchant, H. J., Higgings, H. W., Mackey, M. D. und Mackey, D. J. (1996). Analysis of phytoplankton of the Australian sector of the Southern Ocean: comparison of microscopy and size frequency data with interpretations of pigment HPLC data using the 'CHEMTAX' matrix factorisation program. *Marine Ecology Progress Series* **144**, 285-298.
- Yacobi, Y. Z., Pollinger, U., Gonen, Y., Gerhardt, V. und Sukenik, A. (1996). HPLC analysis of phytoplankton pigments from Lake Kinneret with special reference to the bloom-forming dinoflagellate *Peridinium gatunense* (Dinophyceae) and chlorophyll degradation products. *Journal of Plankton Research* **18**, 1781-1796.
- Yentsch, C. S. (1965). Distribution of chlorophyll and phaeophytin in the open ocean. *Deep-Sea Research* **11**, 653-666.
- Youngbluth, M. J., Bailey, T. G., Davoll, P. J., Jacoby, C. A., Blades-Eckelbarger, P. I. und Griswold, C. A. (1989). Fecal pellet production and diel migratory behaviour by the euphausiid *Meganyctiphanes norvegica* effect of benthic pelagic coupling. *Deep-Sea Research* **36**, 1491-1501.
- Zeebe, R. E., Eicken, H., Robinson, D. H., Wolf-Gladrow, D. und Diekmann, G. S. (1996). Modelling the heating and melting of the sea ice through light absorption by microalgae. *Journal of Geophysical Research* **101**, 1163-1181.

- Zeller, U. (1996). Saisonale Entwicklung des Mesozooplanktons und die Auswirkung auf den vertikalen Partikelfluß am Kontinentalhang der Barents See. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel* **64**, 1-95.
- Ziegler, R., Blaheta, A., Guha, N. und Schönege, B. (1988). Enzymatic formation of pheophorbide and pyropheophorbide during chlorophyll degradation in a mutant of *chlorella fusca* SHIHIRA et KRAUS. *Plant Physiology* **132**, 327-332.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. Bodo von Bodungen danke ich recht herzlich für die Überlassung des Themas und die Freiheit, die er mir bei der Bearbeitung des Themas gewährte.

Bei Herrn Prof. Dr. Bernd Zeitzschel möchte ich mich für seine Unterstützung, die Doktorarbeit durchzuführen, und die Möglichkeit im SFB 313 arbeiten zu können, bedanken.

Meinen Eltern danke ich für ihre Unterstützung während dieser Arbeit.

Mein großer Dank gilt weiterhin Dan Repeta (WHOI; Woods Hole), der mir einerseits sehr viele methodische Aspekte der Pigmentwelt näher gebracht hat und andererseits durch das selbständige Arbeiten in seinem Labor die Möglichkeit gegeben hat, einen Teil des in dieser Arbeit benutzten Datensatzes zu erstellen. Er, wie die weiteren Kollegen, insbesondere Carol Arnosti, haben diesen Aufenthalt wissenschaftlich und persönlich sehr positiv gestaltet.

Bei Ulrich Bathmann möchte ich mich für die zahlreichen Kommentare und Anregungen zu dieser Arbeit ganz besonders herzlich bedanken.

Dem Team der IfM-Bibliothek unter der Obhut von Frau Barbara Schmidt gilt mein Dank für die Unterstützung bei Literaturerecherchen, wodurch auch "unzugängliche" Artikel erreichbar wurden.

Bei der Besatzung der FS Poseidon, FS Meteor, FS Valdivia und RV Polarstern möchte ich mich für die Hilfsbereitschaft und Unterstützung während der Felduntersuchungen bedanken.

Marita Krumbholz gilt mein Dank für die Kleinen und Großen Hilfen im Labor. Gabi Donner möchte ich für die "Frühschicht" im Labor danken. Ute Hinrichsen danke ich für die nervenraubende Zählung und Aussortierung der Kotballen der BI-2-Verankerung.

Dem Werkstattteam, Erik Steen, Asmus Petersen und Helmut Beesse gilt mein Dank für die schnelle Erledigung großer und kleiner technischer und elektronischer "Angelegenheiten"....

Herrn Dr. Samtleben, Herrn Reimann, Frau Schuldt sowie den Hiwis danke ich für die Unterstützung bei den REM-Aufnahmen am Geologisch- Päläontologischem Institut der CAU.

Der BI-Truppe danke ich für die zahlreichen Diskussionen, die mein Wissen über den Lateraltransport erhöht haben.

Für das gute Arbeitsklima möchte ich mich bei allen Kolleginnen und Kollegen aus dem SFB 313 und der Abteilung Marine Planktologie herzlich bedanken.

Dirk Bartig danke ich für diverse "Aufmunterungen" während der Arbeit und der peniblen Fehlerdurchsicht des Manuskriptes.

Zuletzt möchte ich mich besonders herzlich bei Michael Schulz für "Alles"... bedanken.

Datenanhang

Tab. 4.42				
	Q10A	Q10B	Q10C	Q10D
Samstag	g/m ² /h	g/m ² /h	g/m ² /h	g/m ² /h
1	1.76	1.7	1.6	1.65
2	1.85	1.75	1.5	1.65
3	12.54	1.8	1.57	1.75
4	1.26	2.15	1.7	1.85
5	6.85	2.4	1.755	1.85
6	17.24	2.15	1.6	1.85
7	17.85	1.15	1.65	1.75
8	1.2	1.75	1.7	1.85
	Q10A	Q10B	Q10C	Q10D
Samstag	g/m ² /h	g/m ² /h	g/m ² /h	g/m ² /h
1	1.85	1.8	1.6	1.65
2	1.95	1.75	1.5	1.65
3	12.54	1.8	1.57	1.75
4	1.26	2.15	1.7	1.85
5	6.85	2.4	1.755	1.85
6	17.24	2.15	1.6	1.85
7	17.85	1.15	1.65	1.75
8	1.2	1.75	1.7	1.85
	Q10A	Q10B	Q10C	Q10D
Samstag	g/m ² /h	g/m ² /h	g/m ² /h	g/m ² /h
1	1.85	1.8	1.6	1.65
2	1.95	1.75	1.5	1.65
3	12.54	1.8	1.57	1.75
4	1.26	2.15	1.7	1.85
5	6.85	2.4	1.755	1.85
6	17.24	2.15	1.6	1.85
7	17.85	1.15	1.65	1.75
8	1.2	1.75	1.7	1.85
	Q10A	Q10B	Q10C	Q10D
Samstag	g/m ² /h	g/m ² /h	g/m ² /h	g/m ² /h
1	1.85	1.8	1.6	1.65
2	1.95	1.75	1.5	1.65
3	12.54	1.8	1.57	1.75
4	1.26	2.15	1.7	1.85
5	6.85	2.4	1.755	1.85
6	17.24	2.15	1.6	1.85
7	17.85	1.15	1.65	1.75
8	1.2	1.75	1.7	1.85

Tab.: 4.4.2				
	Glas A	Glas B	Glas A	Glas B
Sammelglas	Chla fluo $\mu\text{g/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	Chla fluo $\mu\text{g/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	Chla-eq fluo $\mu\text{g/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	Chla-eq fluo $\mu\text{g/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$
1	12.70	13.25	58.72	64.06
2	15.92	13.37	62.71	42.97
3	12.10	7.32	48.70	33.10
4	6.05	5.41	26.74	24.83
5	6.05	4.46	104.09	40.43
6	17.51	17.19	113.96	121.59
7	17.51	19.42	135.92	131.78
8	17.53	19.77	144.25	129.87
	Glas A	Glas B	Glas A	Glas B
Sammelglas	TG $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	TG $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	CO3 $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	CO3 $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$
1	258.08	316.44	107.50	122.78
2	501.98	523.62	178.57	168.07
3	524.58	538.58	165.20	183.67
4	653.81	478.10	318.63	167.43
5	559.91	647.13	194.49	256.24
6	261.65	406.48	73.21	125.41
7	363.51	328.81	104.72	108.23
8	473.65	528.02	115.04	144.70
	Glas A	Glas B	Glas A = unvergiftet Glas B = vergiftet	
Sammelglas	POC $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	POC $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$		
1	17.97	26.689		
2	34.11	42.705		
3	29.63	40.304		
4	25.89	59.046		
5	39.42	37.878		
6	21.56	35.301		
7	36.89	37.544		
8	32.61	54.418		
	Glas A	Glas B	Glas A	Glas B
Sammelglas	PON $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	PON $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	PSi $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$	PSi $\text{mg/ m}^{-2}\text{d}^{-1}$
1	3.147	4.242	3.98	4.49
2	6.714	7.584	5.55	2.91
3	5.443	7.009	4.09	3.36
4	4.766	7.176	3.99	1.25
5	7.006	7.297	13.54	3.91
6	4.08	6.428	11.43	14.71
7	6.168	5.549	12.80	13.81
8	7.063	8.527	17.41	19.34

Inst. f. Meereskunde, Kiel



000000297569